

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA**

Katedra fyzické geografie a geoekologie



LIBOR DUCHÁČEK

HYDROLOGICKÝ REŽIM LABSKÉHO DOLU

Hydrological regime of the Labský údolí Valley

(diplomová práce)

PRAHA 2009

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Miroslav Šobr, Ph.D.

Prohlašuji, že jsem zadanou diplomovou práci s názvem „Hydrologický režim Labského dolu“ vypracoval samostatně na základě vlastních zjištění a s pomocí materiálů, mapových a datových podkladů uvedených v seznamu použité literatury. Svoluji, aby byla práce započtena ke studijním účelům, a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena v evidenci vypůjčovatelnosti.

V Jablonci nad Nisou dne 7. 8. 2009

..

.....

Libor Ducháček

Poděkování:

Na tomto místě bych rád poděkoval RNDr. Miroslavu Šobrovi, Ph.D. za vedení mé diplomové práce, spolupráci při terénním výzkumu a také tolerování cestovatelských expedic během zpracovávání DP. Zároveň děkuji všem kolegům a členům rodiny, kteří mi asistovali u měření během zimního období. Zvláštní děk patří kolegům z oddělení OHV HMÚ v Jablonci nad Nisou, kteří mi poskytli neocenitelné praktické hydrologické informace vycházející z mnohaleté praxe v tomto oboru a umožnili mi časové a materiální prostředky pro zpracování této práce.

ABSTRAKT:

Labský d l je pravd podobn nejvýrazn jším prvkem zanechaným horským ledovcem na území eské republiky. V tšina výzkum v této oblasti se zam ovala na geomorfologické prvky tohoto rozmanitého prost edí a hydrologická charakteristika byla vždy autory prozkoumána jen povrcho .

Tato práce zahrnuje základní hydrografické a hydrologické vlastnosti Labského dolu vycházející z fyzicko-geografické charakteristiky povodí. T žišt m práce je ást povodí pramenného Labe uzav ená hladinom rem instalovaným P F UK, jež byla podrobena detailn jšímu hydrologickému výzkumu. V práci je popsána reakce povodí na r zné srážkové situace, které jsou zhodnoceny pomocí hydrologické bilan ní rovnice. Hodnocení bylo provedeno pomocí r zných interpola ních metod, jejichž vzájemným porovnáním se ur il podíl jednotlivých složek hydrologické bilance.

Hlavním p ínosem práce je vedle charakteristiky hydrologického režimu dostatek teoretických i empirických poznatk , které by m ly posloužit jako vhodný podklad pro zpracování srážko-odtokového modelu.

Klí ová slova:

Fyzicko-geografická charakteristika, odtokové pom ry, interpolace, hydrologická bilance

ABSTRACT:

The glacier valley of Labský d l is one of the most significant relicts of the Pleistocene mountain glaciations in the Czech Republic. Majority of research in this area has been focused on geomorphologic patterns and hydrological characteristic was touched just marginally.

This work contains basic hydrographic and hydrologic characteristics based on the understanding of the local environment. Detailed research was implemented on the part of the watershed closed by the water level gauge installed by P F UK. There is described the watershed reaction during different rainfall episodes and it is evaluated according to hydrological balance equation. It was used several interpolation methods to reach the influence of the particular parts of the equation.

The most important content of this file lays in hydrological regime and first of all in amount of data and information, which could be used to create rainfall-runoff model of the Labe River.

Key words:

Physical geographic characteristics, runoff, rainfall, interpolation, hydrological balance

OBSAH:

1. ÚVOD.....	6
2. CÍLE PRÁCE.....	7
3. METODIKA PRÁCE.....	8
4. CHARAKTERISTIKA POVODÍ HORNÍHO LABE.....	13
4.1. ZÁJMOVÁ OBLAST.....	13
4.2. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA.....	14
4.3. GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA.....	16
4.4. KLIMATICKÁ CHARAKTERISTIKA.....	19
4.4.1. V trné pom ry.....	22
4.4.2. Teplotní pom ry.....	24
4.4.3. Sn hové pom ry.....	25
4.5. PEDOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA.....	27
4.6. BIOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA.....	32
5. HYDROGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA.....	36
5.1. CHARAKTERISTIKY POVODÍ.....	37
5.2. CHARAKTERISTIKY Í NÍ SÍT	41
6. ODTOKOVÝ REŽIM.....	44
6.1. MONITORING PR TOK	46
6.2. M RNÁ K IVKA PR TOK	50
6.3. HODNOCENÍ ODTOKOVÝCH SITUACÍ.....	53
6.3.1. Jarní tání.....	54
6.3.1.1. Sníh.....	58
6.3.1.2. Interpolace vodní hodnoty sn hu.....	60
6.3.1.3. Výpar a kondenzace.....	62
6.3.1.4. Transpirace.....	66
6.3.1.5. Hydrologická bilance povodí.....	67
6.3.2. Bou kové situace.....	69
6.3.3. Dlouhodobé srážky.....	73
7. DISKUZE.....	76
8. ZÁV R.....	82
9. POUŽITÉ ZDROJE.....	83

9.1. LITERATURA.....	83
9.2. SEZNAM DATOVÝCH A MAPOVÝCH PODKLAD	86
10. SEZNAM OBRÁZK , TABULEK A P ÍLOH.....	87
10.1. OBRÁZKY.....	87
10.2. TABULKY.....	89
10.3. P ÍLOHY.....	89
P ÍLOHOVÁ ÁST.....	90

1. ÚVOD

Labský důl patří mezi nejvýznamnější a nejrozmanitější oblasti Krkonoš a díky své geografické výjimečnosti je unikátní i v rámci celé České republiky. Zvláštní význam hydrologie, na níž je tato práce zaměřena, je již předurčen výsledkem hydrologického povodí 1-01-01-001, které označuje zdrojové povodí největší české říční soustavy. Ovšem i ostatní složky přírodní sféry výrazně ovlivnily dnešní reliéf, především následky glaciální modelace jsou velmi patrné a váží se na něj i unikátní biosférické relikt s adou endemitů. Právě z těchto důvodů nabízí tato oblast široké spektrum konkrétních výzkumů a detailních zpracování různých lokalit, což láká pozornost nejen mnoha autorů diplomových prací a projektů, ale i turistů, které láká vedle výjimečné přírody i relativní nedostupnost. Ta je dána jak lenitostí terénu, tak nedocennou snahou ochránit povolujících vstup jen v určitých obdobích.

Tato diplomová práce je hydrologického charakteru a proto si klade za úkol detailně popsat hydrografické vlastnosti zkoumaného povodí, především pak území nad soutokem s Panávou, kde se nachází kar pleistocénního ledovce. Návazně na tyto charakteristiky jsou zpracovány i odtokové poměry Labe, které vycházejí z terénních měření prouků a v zimě z pravidelných měření výšky a vodní hodnoty sněhu. Z těchto důvodů spadá práce pod grant: 2006-2008 grant GA ČR (205/06/0587): „Glaciální, periglaciální a paleoekologické doklady vývoje krajiny Krkonoš“ (hlavní řešitel RNDr. Zbyněk Engel Ph.D.)

Grant je zaměřen na zalednění Krkonoš v období pleistocénu, kdy se opakovaně přiblížil kontinentální ledovec a ve vyšších partiích se lokálně vyvinuly i horské ledovce. Tato změna klimatických podmínek zanechala mnoho periglaciálních a glaciálních důkazů, které jsou podrobně mapovány a zpracovávány, aby bylo možno dostatečně přesně rekonstruovat paleogeografický vývoj Krkonoš. Především výzkum a vzájemná korelace vlastností morén na různých svazích hřbetů (Křížek, 2007) je jedna z cest, jak dosáhnout potřebných důkazů a sjednotit evropské názory na krkonošská zalednění. Výzkumy se ovšem vztahují i periglaciálním pozstatkům permafrostu a strukturním podmínkám, na něž jsou dnes často vázány rašeliniště a to jak na české tak i polské straně pohorí. Velký podíl na výzkumu mají právě informace získané z vrtů v sedimentech na dně Labského dolu.

2. CÍLE PRÁCE

Popsání hydrografických charakteristik Labského dolu a celé oblasti horního Labe je jedním z důležitých podkladů sloužících k detailnějšímu pochopení glaciální historie. Především tvar říční sítě a sklonitostní poměry zvýrazňují ledovcové modelace a pomáhají zlepšit představu o rozložení údolního ledovce i zdrojové oblasti. Tyto poznatky lze následně využít i pro hydrologické vlastnosti toku, především pak pro korelace vlastností sněhové pokrývky a jarního odtoku, čemuž je v nově nastavená část této práce.

Hlavním cílem práce je tak zhodnotit vztahy mezi sněhovou pokrývkou a odtokem a pokusit se na základě vlivů fyzicko-geografických faktorů analyzovat hydrologické bilance za různých odtokových situací. Tato teorie musí být podložena důkladnou znalostí souasných fyzicko-geografických podmínek v oblasti, což je jedním z prvních cílů této práce. Výsledkem je tak hydrologická bilance odtoku z povodí odrážející vliv důležitých srážko-odtokových faktorů.

Za cíl projektu lze považovat i poskytnutí podrobných a uspořádaných dat, která mohou být použita při zpracování srážko-odtokového modelu. Tento model již nemohl být v rámci této práce zahrnut z důvodu objemu zpracovávaného materiálu a také nedostatku podkladových dat.

Jako vedlejší cíl práce lze brát i grafické výstupy v prostředí GIS, které nabízejí přehlednější pohled na zkoumanou oblast a zároveň umožňují i budoucí rozvoj tohoto projektu při práci s nashromážděnými daty.

obr. 2.1. Labský důl od Panávského vodopádu ke Špindlerovu mlýnu



FOTO: L. Ducháček, 20.4. 2009

3. METODIKA PRÁCE

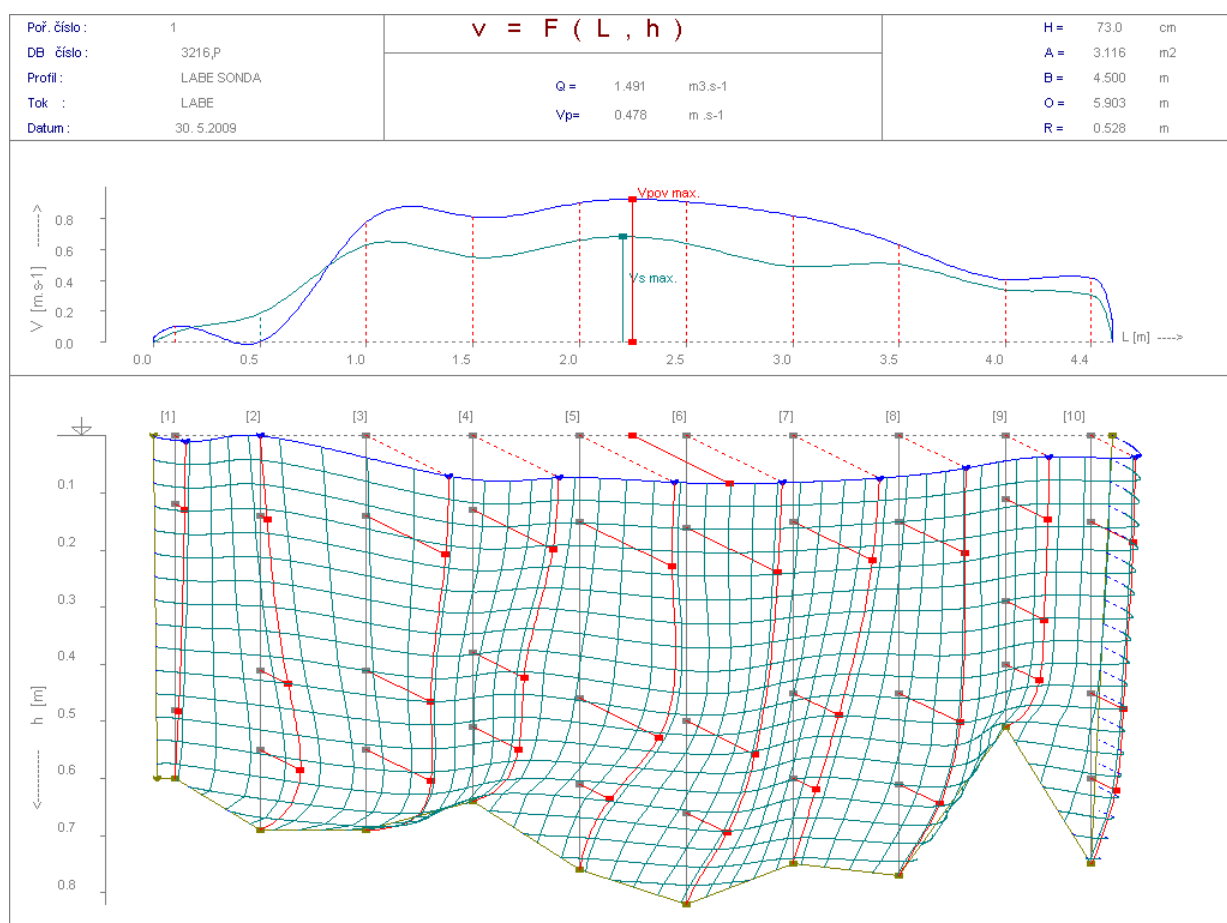
Ke splnění daných cílů bylo potřeba postupovat v určitých logických krocích, v nichž bylo užito různých metod nejlépe vyjadřujících problematiku. Během práce bylo použito i několik výpočetních programů, jejichž výstup je názornější než slovní popis výsledku a zároveň je znázorněn i postup při zpracování dat.

První část práce popisující fyzicko-geografické vlastnosti zkoumané oblasti je čistě rešeršního charakteru, místy doplněná poznatky z terénního výzkumu. Přiložené mapky v této kapitole byly vypracovány v prostředí ArcGIS Desktop 9.3. Zdrojem podkladových dat byly volně dostupné databáze na internetu (CENIA, UZK, GS), data HMÚ a nejčastěji jako podklad sloužily tištěné mapky z použité literatury, které byly následně georeferencovány a upraveny v prostředí GIS.

Výsledky předložené v kapitole Hydrografická charakteristika vycházejí z dat zpracovaných v prostředí ArcGIS. Vlastnosti povodí byly odvozeny především z topografického rastru vygenerovaného pomocí nástroje Spatial Analyst, který je nejvhodnější pro výpočty vzdáleností, dílčích ploch povodí a sklonitostní poměry. Pomocí vrstvy vrstevnic (ZIV 5 m) databáze ZABAGED byly odečteny data, z kterých byl následně v MS Excel konstruován pravoúhlý graf vývoje povodí a graf podélného profilu toku.

Zásadní data celé práce, tedy hydrometrická měření potřebná pro hydrologické charakteristiky byla pořízena během přibližně dvou let od jara 2007. Výjezdy do Labského dolu se v té době prováděly společně s kolegy z katedry fyzické geografie a geoekologie P F UK, ale i samostatně s výbavou OHV HMÚ Jablonec nad Nisou. Naměřené hodnoty byly zprvu zpracovávány v MS Excel, kde byl z naměřené rychlosti a hloubky v profilu vypočten průtok a od září 2008 je používán přesnější software HYDROS, používaný HMÚ, jež vypočítává průtok stejnou metodou a výstup obsahuje i grafické znázornění profilu a naměřeného průtoku. Velkým přínosem tohoto programu je hodnota průměrné profilové rychlosti, která pomohla odvodit extrémní hodnoty průtoku v profilu sondy. Vypočtený průtok byl následně připsán hodnotě vodního stavu zaznamenaného v době měření tlakovou sondou s datalogrem, který odečítá výšku hladiny v hodinovém kroku.

obr. 3.1. Grafický výstup programu HYDROS, hydrometrování 30.5. 2009



M rná k ivka pr tok v profilu SONDA byla zkonstruována v prost edí programu WinZPV, užívaného HMÚ. Tento program umož ůje manuáln upravit k ivku proloženou zm enými body tak, aby co nejp esn ji odpovídala tvaru koryta a zachycovala zm ny v pr toku p í náhlém rozší ení koryta. Zárove lze pom rn p esn vykreslit spodní ást k ivky a ur it pr tok p í minimálním stavu, který obvykle není nulový, jelikož sonda nesnímá hladinu v nejnížším bod profilu. Jelikož takto proloženou k ivku nelze vyjád it jednou logaritmickou rovnicí, umož ůje program WinZPV tabelovat data v kroku 0,5 cm výšky hladiny spole n s odpovídajícím pr tokem v libovolném rozmezí. Na základ t chto dvojic byly zaznamenaným vodním stav m p í azeny odpovídající pr toky, ímž se získala dvouletá ada pr tok v záv rovém profilu SONDA.

Zhodnocení režimu odtoku za r zných srážkových situací je provedeno pomocí porovnání objemu spadlých srážek (sníh, deš) a odpovídajícímu odte enému množství v záv rovém profilu povodí. Objem vody uložené ve sn hu vychází z pozemních m ení provedených váhovými sn hom ry. Metodika m ení vodní hodnoty sn hu odpovídá metodice HMÚ. Jako zam stanec pobo ky OHV HMÚ (Odd lení hydrologického výzkumu)

Jablonec nad Nisou jsem během zimního období 2008/2009 pravidelně každé pondělí dojížděl do Západních Krkonoš, kde se na 12 profilech určovala vodní hodnota snhu, která se následně zasílá na prognózní oddělení do Hradce Králové a do Prahy. Dané profily reprezentují typické vlastnosti v horském povodí Jizery, Mumlavy a Labe a jejich poloha je přesně určena GPS souřadnicemi. Prognózní profily použité pro interpolaci vodní hodnoty v této DP (viz obr. 6.13.) jsou následující: Řežná zahrádka (1375 m n. m.), Panávská louka (1339 m n. m.), Nad Voseckou (1377 m n. m.) a Lysá hora (1317 m n. m.), jejíž hodnota byla pízena virtuálním profilem 2, 3, 4, 6 na svazích Vysokého kola a Vrbatovy boudy. Poloha těchto virtuálních profilů (VP) byla zvolena na základě pravidelného monitoringu oblasti a zkušenostem plynoucích z několikaletého pozorování svých kolegů v oblasti, tak, aby bylo možné interpolací pokrýt celou oblast zkoumaného povodí Labe. Tato metoda virtuálních profilů nemůže nahradit vlastní měření, ale vzhledem k nedostupnosti profilů VP_2 až VP_6 a zvláště k důležitým potenciálním chybám vzniklých při odběru snhu, odečítání dat a rozmanitosti terénu se jeví jako dostatečná. Obdobně byl určen VP_1 z hodnot profilu Nad Voseckou a VP_5 z profilu Panávská louka. Virtuální profil VP_4 odpovídá hodnotě měření z Labské boudy, což je klimatická stanice HMÚ, kde se ovšem měření vodní hodnoty provádí pomocí odběrných nádob a následným roztáním snhu. V těchto profilech v horní části povodí se profily nacházejí v nezálesných vrcholových oblastech, kde se sníh ukládá na klenovém porostu i v kamenných polích, což výrazně ovlivňuje odtávání. Na dně trogu byly profily zvoleny tak, aby reprezentovaly různé typy vegetace pokrývající dolní část povodí, tedy nezálesná mýtina, mladý les a vzrostlý les. Tyto profily byly měřeny stejnou metodou, tedy 10 měření výšky snhu v úseku cca 30 m, 3 odběry snhu do válce a jeho zvážení a následný výpočet:

$$SVH = \varnothing \rho B \varnothing SCE \text{ } mm^{\wedge} \quad \dots (3.1.)$$

$$SVH_i \text{ } mm^{\wedge} = m_i \text{ } g^{\wedge} B2 \quad \dots (3.2.)$$

$$\varnothing \rho = \frac{SVH_1 + SVH_2 + SVH_3}{SCE_1 + SCE_2 + SCE_3} \quad \dots (3.3.)$$

$$\varnothing SCE = \frac{1}{10} SCE \text{ } mm^A \quad \dots (3.4.)$$

Takto vypočítaná hodnota přesněji zachycuje podmínky v okolí profilu a tudíž je reprezentativnější nežli jedno bodové měření výšky a vodní hodnoty. Podrobněji se metodou

mění snahu zaobírá Jelínek, 2008, který podrobil povodí Rokytky snhové analýze na základě jednotlivých transgenních měření, prováděných nárazovně během zimní sezóny.

Aby bylo možné určit množství vody nahromaděné ve snhové pokrývce a následně je porovnat s odtokem je nutné určit plošné rozložení snahu v povodí. Výška vodního sloupce nad plochou povodí se vypočítá na základě pozemních měření a následné interpolace hodnot ve sledovaném území. Správnost výsledku použité metody záleží kromě přesnosti známých proměnných také na počtu a prostorovém rozložení bodů, ze kterých je funkce počítána.

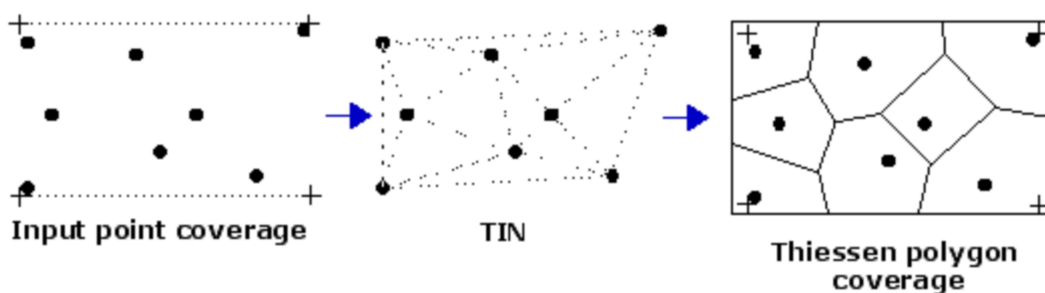
Nejvhodnější a nejpreciznější interpolační metody nabízí software ArcGIS Desktop a především nástroj Spatial Analyst. Mezi základní metody používané při analýzách v prostředí GIS patří zejména (JURKOVSKÁ, ŠEDIVKOVÁ, 2008):

- **IDW** (Inverse distance weighting) – při výpočtu je použit vážený lineární průměr. V základní podobě jde o exaktní interpolační metodu.
- **Spline** – metoda minimální křivosti – metoda využívá kubických funkcí pro tvorbu interpolačních křivek. Jednotlivé křivky tvořící úseky mezi body jsou interpolovány zvlášť.
- **Kriging** – patří mezi tzv. geostatistické metody. Váha je počítána podle funkce – variogramu, který je v základní podobě lineární. Metoda krigování nabízí ve většině GIS softwarů možnost nastavení adekvátních parametrů.

Při rozdělení interpolačních metod se dále vychází z toho, zda zachovávají povodní naměřené hodnoty či dochází v místech, kde je známá hodnota proměnné, k jejich vyhlazení. Exaktní interpolační metodou je z použitých technik metoda inverzních vzdáleností (IDW), aproximačními metodami pak zbylé dvě (RÁŽIŠKOVÁ, 2009).

Vedle těchto automatických interpolačních metod je pro odhad množství vody v povodí zvolena i metoda Thiessenových polygonů. Každému profilu či stanici je přiřazena určitá plocha taková, že každý bod náležející této ploše je blíže k odpovídající stanici než k jakékoli jiné stanici.

obr. 3.2. Tvorba Thiessenových polygonů



Zdroj: ArcGIS Desktop Help 9.3

Obdobnou metodou, kde váhu hodnoty profilu tvoří zvolená plocha, je metoda pracovně označená jako VÁHY. Plocha daného polygonu je odvozena od výškových a sklonitostních poměrů v povodí, které je složeno ze 4 výrazných elevačních stupňů, které lze charakterizovat stejnými vlastnostmi. Bližší popis daných ploch obsahuje kapitola režimu odtoku.

Poslední metoda vychází z hodnot naměřených profesionální stanicí Labská bouda a slouží k vyvrácení, či potvrzení hypotézy, že pozice Labské boudy ve středě sledovaného povodí i ve střední nadmořské výšce by mohla reprezentovat střední hodnoty srážek i ukládání sněhu v povodí.

obr. 3.3. Hydrometrování v profilu Labská bouda obr. 3.4. Měření vodní hodnoty sněhu



FOTO: V. Ducháček (13.1. 2008)

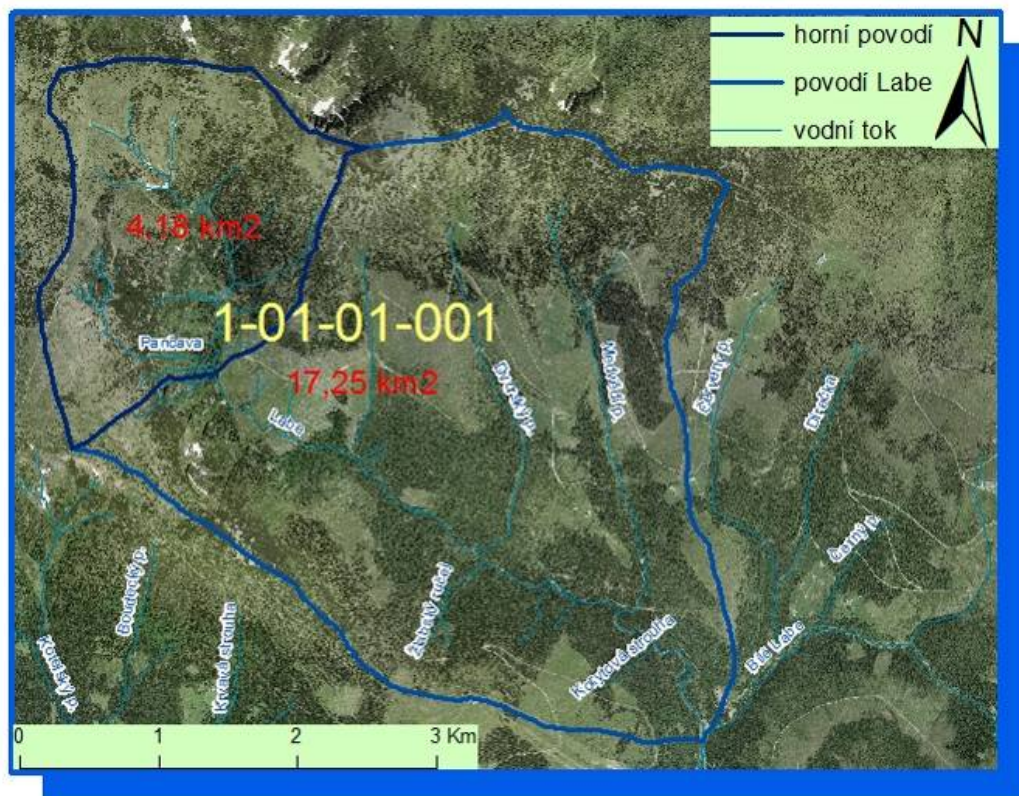


FOTO: M. Šobr (8.4. 2009)

4. CHARAKTERISTIKA POVODÍ HORNÍHO LABE

4.1. ZÁJMOVÁ OBLAST

obr. 4.1. Vymezení zájmové oblasti



Zdroj dat: ZABAGED

Zájmové území odpovídá části toku Labe od jeho pramene (1386 m n. m.) po soutok s Bílým Labem (775 m n. m.). Povodí se nachází v západní části Krkonoš a jeho rozloha je 17,25 km², což je 3,7 % celkové rozlohy nejvyššího pohorí R. Dominantním prvkem krajiny je deprese Labský důl, která dává ráz celému území a umocňuje celkovou výškovou lenitost. Nejvyšším bodem je vrch Vysoké kolo (1505 m n. m.), který je 4. nejvyšším vrcholem Krkonoš a celé území se svažuje jihovýchodně ke Špindlerovu mlýnu. Zvláštní pozornost je zaměřena na část povodí nad instalovaným hladinoměrem, 5,13 km (od soutoku s Bílým Labem). Toto území bylo podrobeno detailnějšímu výzkumu a většímu měření, jelikož jsou zde dochovány nejmarkantnější vlivy pleistocenního zalednění. Bližší popis území z pohledu fyzicko-geografických disciplín je uveden v následující kapitole.

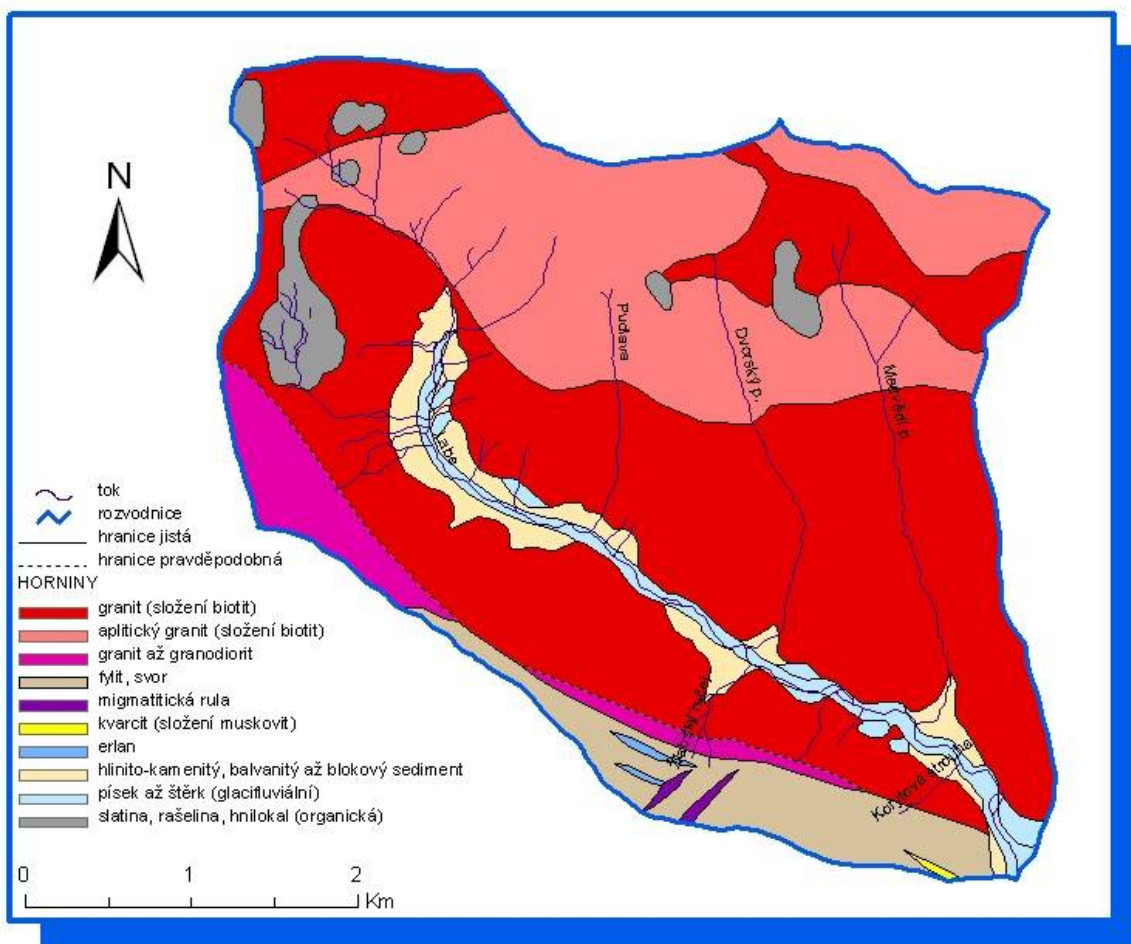
Z administrativního hlediska lemuje rozvodnice povodí SZ část Královehradeckého kraje a spadá pod území ORP Špindler v Mlýn, kde sídlí i místní správce tohoto území KRNAP. Severní hranice povodí těsně sousedí s Polskou republikou a na n kterých, plošně nevýznamných místech, ji protíná.

4.2. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

Krkonoše patří mezi jedny z nejstarších vrásných pohoří v Evropě a místní geologické podloží má nesporný vliv na současný vzhled Labského údolí. Dnešní stav je však převážně výsledkem modelací probíhajících od kenozoika (třetihor) a ranné stadium vývoje pohoří je zmapováno logicky méně přesně.

Nad azenou geologickou jednotkou Krkonoš je Lugikum, jako severní část českého masivu. Povodí horního Labe, stejně jako převážná část území Krkonoš, je součástí krkonošsko-jizerského krystalinika, které tvoří prvohorní jádro hor. Toto jádro je nesouvisle obklopeno metamorfovanými horninami krystalinického charakteru (krkonošsko-jizerský pluton), jež pronikly mezi povodňové horniny ve spodním karbonu a jejich struktura je poměrně proměnlivá. Stáří těchto hornin je odhadováno na 328–309 mil. let (DUTHON, 1991).

obr. 4.2. Geologická stavba povodí pramenného Labe



Zdroj dat: www.geology.cz, upraveno v ArcGIS

Obecně je podloží celého sledovaného povodí tvořeno rozmanitou žulou. Nejodolnější drobnozrnná biotitická žula se nachází podél hlavního krkonošského hřebetu (Slezský hřbet), mezi Violíkem a Stříbrným hřbetem a směrem na jih přechází ve

středně zrnitou biotitickou žulu, která tvoří převážnou část podloží Labského dolu. Do jižní části území zasahuje porfyrická biotitická žula, která na kontaktu se spodní paleozoickými svorami vytvořila pásmo velmi odolných metamorfovaných hornin s menšími oblastmi výskytu kvarcitů (PLAMÍNEK, 2007). Na rozhraní výše zmíněných geologických jednotek se objevují pukliny a trhliny, které jsou velmi dobře patrné na skalních výchozech jižní hrany Labského dolu a umožní identifikovat strukturu a vlastnosti struktur.

Podstatnou část území zaujímají také kvartérní sedimenty. Jsou jimi hlavně deluviální sedimenty na úpatí svahů, fluviální sedimenty a usazeniny po působení ledovce, které se na dně dolu mísí a vytvářejí různé permeabilní vrstvy. V horních částech se vyskytují organické sedimenty v podobě rašelin a slatin, které jsou založeny na depresích bývalých zdrojových oblastí ledovce (ENGEL, 2003).

obr. 4.3. Odhalený žulový skalní výchoz na hraně trogu

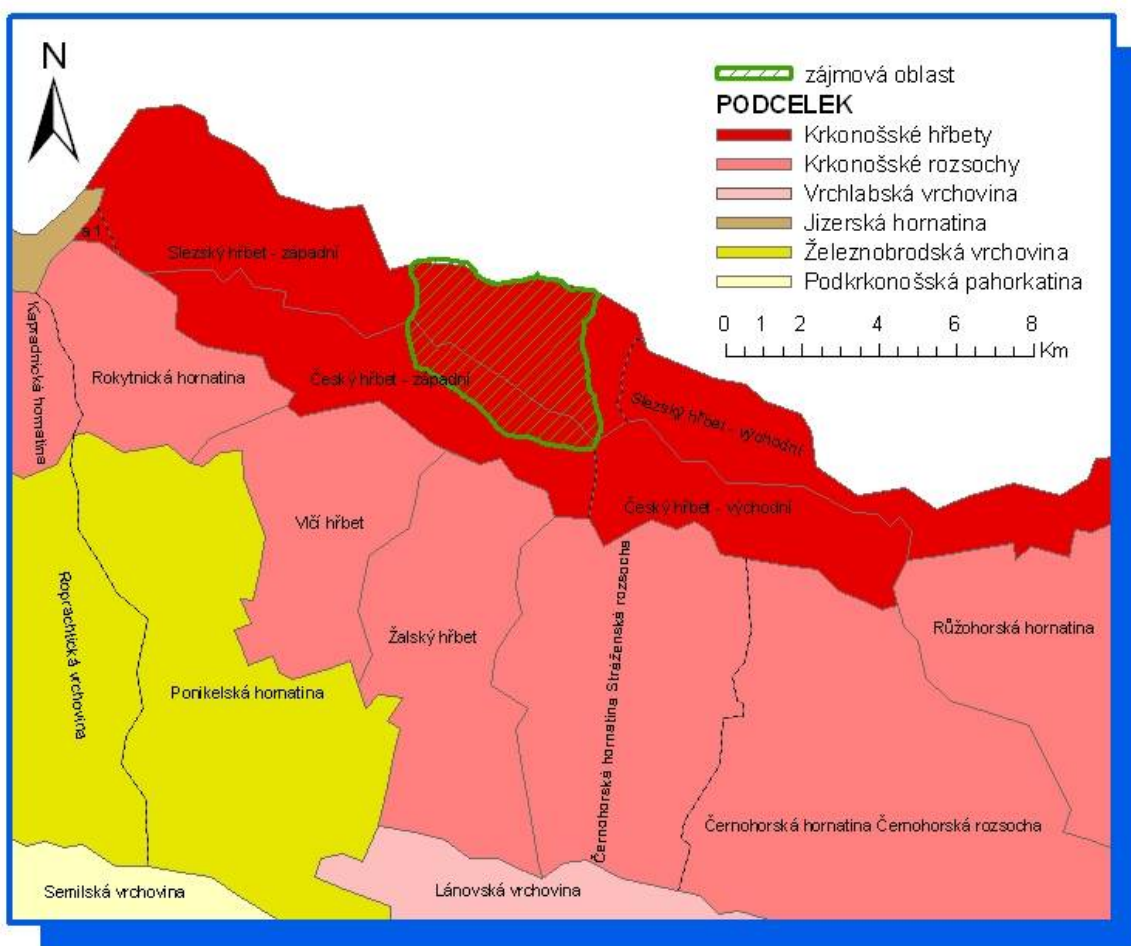


FOTO: L. Ducháček (14.11. 2008)

4.3. GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

Snad nejvíce vzbuzuje Labský důl zájem v okruhu geomorfologů, kterým poskytuje jeden z mála dokladů působení horského ledovce na území České republiky. Společně s Obím dolem a Kotelními jámami představuje lokalitu, kde se vyvinul pleistocenní údolní ledovec a zanechal po sobě glaciální modelace, jež jsou právě v Labském dole nejmarkantnější. Tato kapitola obsahuje geomorfologické charakteristiky potřebné především pro následné hydrologické hodnocení a podrobné geomorfologické vlastnosti včetně detailní mapy nalezneme v práci Engela, 2003.

obr. 4.4. Geomorfologické členění Krkonoš



Zdroj dat: www.geology.cz, upraveno v ArcGIS dle BALATKA, KALVODA, 2006

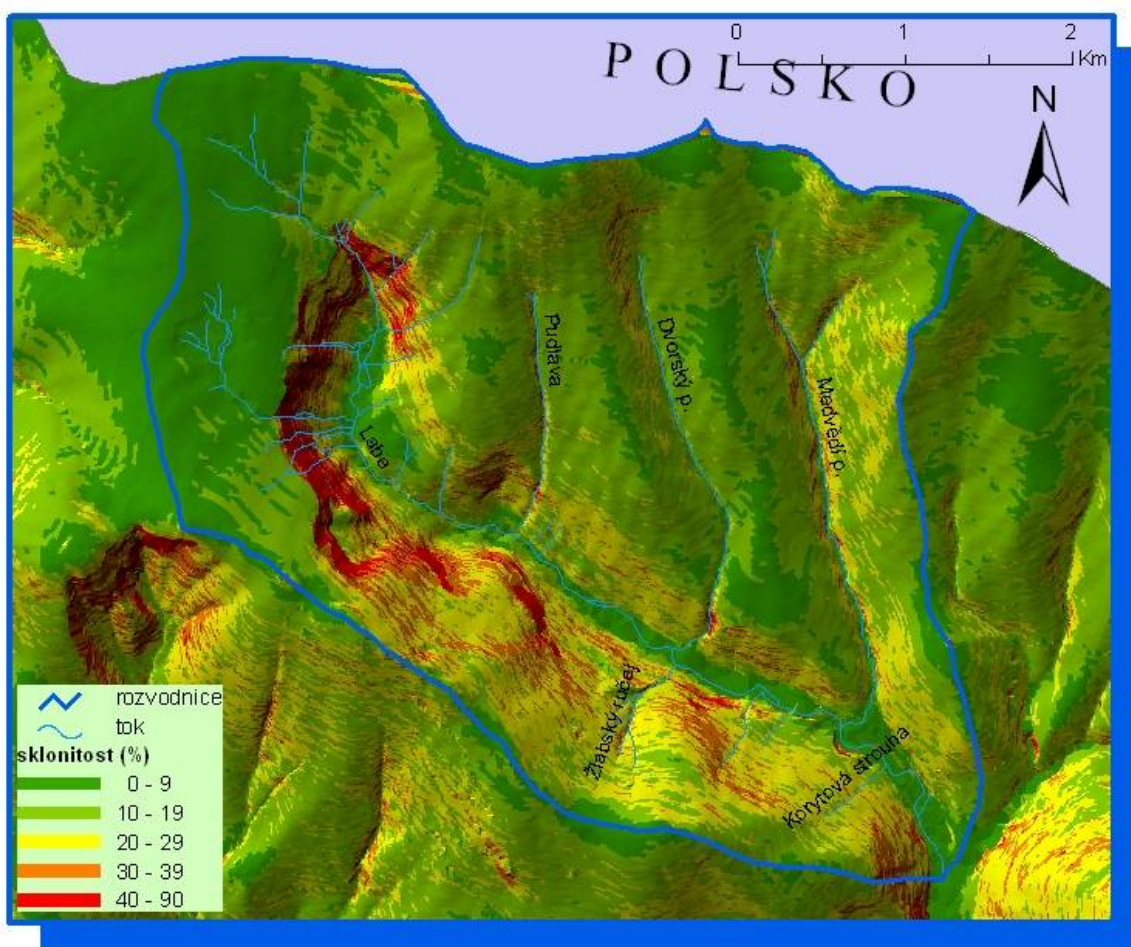
IV Krkonoško-jesenická subprovincie	km ²	max	min	lenitost	avg	sklon
A Krkonošská oblast						
6 Jizerské hory			417	1124	280	300-600 p.h. 695,5 8°55′
B Jizerská hornatina			391	1122	280	300-600 p.h. 695,6 9°07′
7 Krkonoše			454	1602	620	300-700 .h. 901,0 13°23′
A Krkonošské h bety			104	1602	620	500-700 .h. 1120 14°08′
1 Slezský h bet			64,5	1602	620	
a Západní Slezský h bet			39	1509	700	
a 1 Harrachovská kotlina			4,5	750	620	
b Východní Slezský h bet			20,5	1602	860	
2 eský h bet			42	1555	690	
a Západní eský h bet			25	1435	690	
b Východní eský h bet			17	1555	710	
B Krkonošské rozsochy			304	1423	470	400-700 .h. 867,5 13°48′
1 Vilémovská hornatina			36,5	1022	470	
a Kapradnická hornatina			16,5	964	470	
b Rokytnická hornatina			20	1022	480	
2 Vlčí h bet			25	1220	570	
3 Žalský h bet			34,5	1074	500	
4 ěrnohorská hornatina			122,5	1423	490	
a Stráženská rozsocha			46,5	1423	490	
b ěrnohorská rozsocha			76	1362	490	
5 R ůžohorská rozsocha			43,5	1390	575	
a R ůžohorská rozsocha			25	1390	640	
b Maloúpská rozsocha			18,5	1195	575	
6 Rýchory			41,5	1033	497	
C Vrchlabská vrchovina			44	809	440	200-300 .v. 604,6 8°41′
1 Janský (Zlatý) h bet			17	809	497	
2 Lánovská vrchovina			27	695	440	
8 Krkonošské podhůří			1247	835	265	100-300 p.v. 463,2 5°47′
A Źeleznobrodská vrchovina			247	835	265	200-400 .v. 522,4 9°04′
B Podkrkonošská pahorkatina			753	642	305	100-300 .p. 453,5 5°06′

Z hlediska geomorfologického členění (BALATKA, KALVODA, 2006) jsou Krkonoše v rámci Evropy součástí Hercynského systému a v něm subsystemu Hercynských pohoří. Základní geomorfologickou jednotkou do níž Krkonoše spadají je provincie česká vysočina, v ní Krkonoško-jesenická subprovincie a její západní Krkonošská oblast. Ta je rozdělena na základě relativních výšek na Vrchlabskou vrchovinu, Krkonošské rozsochy a nejvyšší část Krkonošské h bety, do které patří zájmové území. Oba strukturálně podmíněné h bety český a Slezský obsahují nejvyšší vrcholy pohoří a táhnou se v zsz.-vjv. směrem, přičemž vyšší Slezský h bet tvoří souasně hraniční a rozvodní linii. Na rozhraní těchto dvou celků se vytvořila subsekventní (podélná) údolí dnešních toků (Mumlava, Labe, Bílé Labe), přičemž epigeneticky zahloubené Labe nad Špindlerovým mlýnem dle český h bet na západní a východní část.

Souasný stav reliéfu je výsledkem vývoje během třetihor a čtvrtohor. Relativní výšková lenitost studovaného území dosahuje vzhledem ke značnému glaciálnímu prohloubení charakteru vysokohorského reliéfu, jelikož na ploše 4x4 km činí rozdíly výšek až 600 m (ENGEL, 2003). Všechny nejstaršími jednotkami jsou zbytky paleogenní paroviny, které se zachovaly na nejvyšších polohách pohoří. Vyznačují se zarovnaným, plochým nebo jen

lehce zvlněným reliéfem, kde se místy objevují skály a malá údolí jsou v tšínou vyplněna rašeliništi. Ve východních Krkonoších je nalezneme například na úbočí a Bílé louce a v západní části tvoří významnou část zájmového území Labskou a Panavskou louku (3,8 km²). Tyto zarovnané povrchy se táhnou téměř 3 km mezi Violíkem a Kotletem od severu k jihu a jsou od východu ostře ohraničeny skalnatými svahy Labského dolu, zatímco západní svahy prudce padají do údolí Mumlavy. Absolutní výška této vyzvednuté plošiny je 1300 – 1425 m n.m. a skládá se z Labské louky, Panavské louky, Mumlavské louky a Harrachovy louky. Geneze těchto parovin označovaných jako etchplén (polorovina) je čistě reliktního charakteru a současné podmínky jejich rozsah pouze zmenšují (PILOUS, 2007). Původní vodní eroze rozetvářá geologické podloží, čímž zvyšuje denudaci a ustupování údolních svahů. K největší erozi ovšem docházelo v pleistocénu, kdy se započala glaciální erozí prohlubovaly údolní úžavy a přetvářely se v kary. I po ústupu ledu se však přetvářela údolí přeměnou formou skalních ícení, sesuvů a soliflukce. Významně se podílí i chemická eroze podmíněná přítomností agresivních kyselých vod s nízkým pH v okolí rašelinišť.

obr. 4.5. Sklonitostní mapa Labského dolu



Zdroj dat: ZABAGED, upraveno v ArcGIS

Pleistocénní ledovec mohl pro svůj vznik v Labském dole velmi příhodné podmínky. Byly jimi absolutní výška pohoria a jeho blízkost k oceánu a hlavně ke kontinentálnímu ledovci, zvláště vzhledem k orientaci preglaciálních údolí, která odpovídá převažujícímu vzdušnému proudění a v neposlední řadě také přítomnost vyzdvižených rovin, jež sloužily jako zdrojnice sněhu. Přítomnost ledovce během jednotlivých dob ledových je stále ve fázi výzkumu, ale literatura se shoduje na délce 5 km a mocnosti až 100 m během posledního würmského glaciálu. Slibný příslib výzkumu dává 11 m hluboká deprese někdejšího ledovcového jezera na dně Labského dolu. Důkazem přítomnosti a hlavně ustupování ledovce jsou morény v různých nadmořských výškách (825, 1010, 1170 m n.m.) a o různé mocnosti (ENGEL, 2003 a 2007).

Na území území nalezneme také tvary vzniklé za periglaciálních podmínek. Na svazích Vysokého kola vznikly při obnažování vrcholu kryoplanární terasy, které jsou intenzivněji exponovány mrazovým procesem. Poblíž těchto ploch se také vyvinuly mrazem tvořené polygony, jež mají podobu kamenných polygonů a brázd. Zajímavým prvkem dokazujícím promrzání půdy a intenzivní geliflukci jsou putující (plovoucí) balvany, kterých je mezi pramenem Labe a Panavským rašeliništěm napočítáno přes 1300 (SEKYRA, 1995). V subarktoalpinských rašeliništích se také vytvářejí různé periglaciální mezo a mikro-formy doplněné různými glaciálními procesy (řezcové toky, vany, mechové valy, palsy, nivární klíny). Výraznými geomorfologickými formami v reliéfu jsou žulové skalní útvary. Jsou jimi torý a skalní hradby, jež se nacházejí osamocené na vrcholech Slezského hřebetu (Dívčí kameny, Vysoké kolo, Violík) a jsou často obklopeny rozsáhlými kamennými moři z mohutných žulových bloků a balvanů roztrhaných působením kongeliflukce. Skalní útvary s výraznou kvádrovitou odloností nalezneme na skalních výchozech u vodopádů Labe a Panavy stejně jako po celé délce jižních stěn trogu Labského dolu. Tento ostrý elevační skok je místy prostoupen vodopády (největší z nich Panavský, 148 m), které jsou v zimě doplněny lavinovými přelisy. Vodopády zvýrazňují i reliktní vysutá údolí, jimiž dnes protéká Pudlava a Dvorský potok a dokazují prohloubení trogu o 65-125 m. Nejméně během jarního tání dochází ke svahovým pohybům v podobě murů a skalních říven, na která jsou vázány suťové kužely na úpatí trogu.

obr. 4.6. Panoramatický snímek jižních stěn Labského dolu

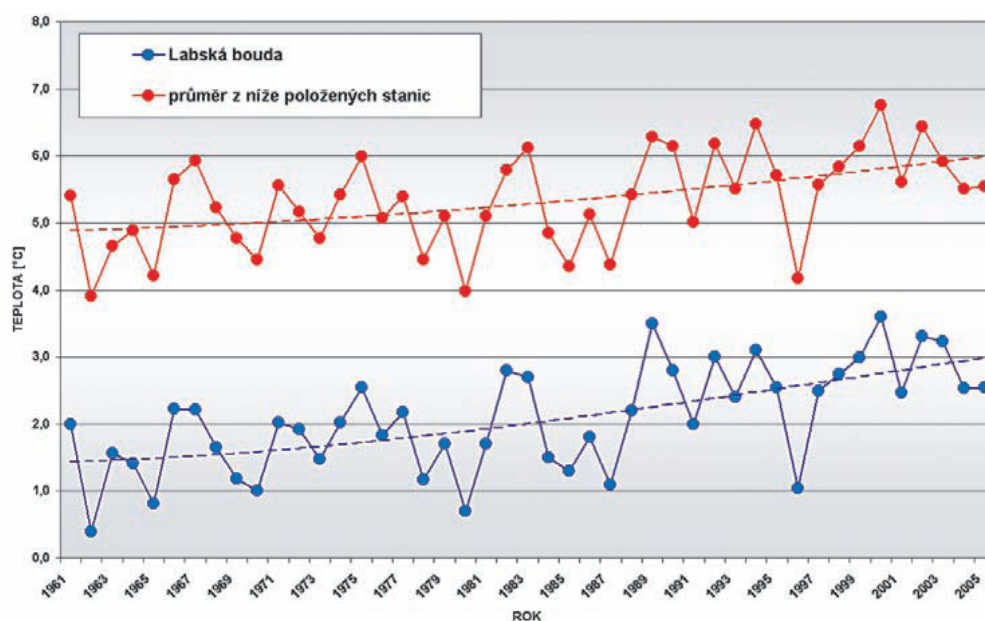


FOTO: L. Ducháček (14.11. 2008)

4.5. KLIMATICKÁ CHARAKTERISTIKA

Vzhledem k velikosti území a především k jeho vertikální lenitosti jsou místní klimatické podmínky poměrně komplikované a více než makroklimatické charakteristiky přechodné oblasti mírného pásu se zde uplatňují mezo a mikroklimatické podmínky dané vysokou nadmořskou výškou. Mezi ty nejdůležitější faktory patří orientace svahů, která způsobuje výrazné rozdíly teplot i na relativně malé vzdálenosti. V zimních podmínkách je vzduch stabilnější zvrstven a jeho teplota s rostoucí nadmořskou výškou klesá pomaleji, naopak v letním období bývá zvrstvení vzduchu labilnější a pokles teploty s výškou výraznější. Expozice svahů zapříčiní také rozdílnou insolaci území, což vede k nerovnoměrné konvekci, která způsobuje vznik místních inverzí v údolích, ale i lokálních přeháněk. Inverze se nejčastěji vyskytují na podzim a v zimě, kdy povrchem ochlazený vzduch z vrcholových partií stéká po prudkých svazích do údolí, kde se následně pod teplotou rosného bodu ochlazuje a kondenzuje.

obr. 4.7. Vývoj průměrných ročních teplot vzduchu v období 1961–2005



Zdroj: METELKA, 2007

Srovnání průměru z níže položených stanic (Benecko 880 m n. m., Harrachov 670 m n. m., Janské Lázně 650 m n. m., Pec pod Sněžkou 816 m n. m.) a stanice Labská bouda (1315 m n. m.) naznačuje teplotní rozdíl téměř 3 °C a potvrzuje rostoucí tendenci teplot koncem 20. století, která kopíruje globální trend oteplování (HANAŘOVÁ, 2007).

Klimatologická charakteristika podložená daty vychází především z měření na automatické klimatické stanici Labská bouda a je doplněna údíly měření ze srážkoměrných stanic Dvůrky, Vrbatova bouda a také srážkoměru P F UK instalovaném na mytíně v Labském dolu.

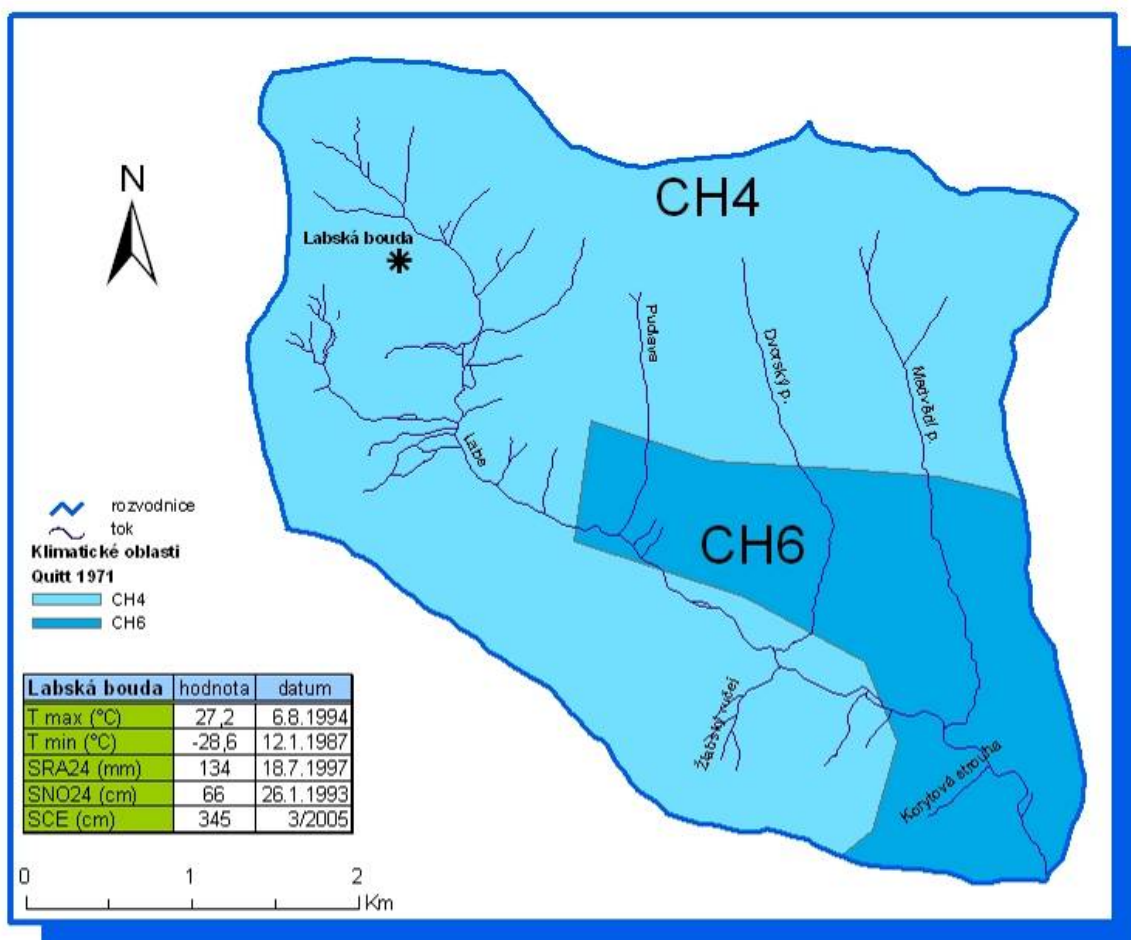
tab. 4.1. Vybrané klimatologické charakteristiky ze stanice Labská bouda, normály 1979-99

normal 79-99	leden	únor	březen	duben	květen	červen	červenec	srpen	září	říjen	listopad	prosinec	roční
teplota (°C)	-5,4	-5,7	-3,2	0,4	6	8,7	10,9	10,9	7	3,1	-2	-4,4	2,1
rychlost větru (m/s)	6,7	7	6,4	5,8	4,8	4,8	4,5	4,2	4,8	4,6	5,5	6,5	5,4
vlhkost (%)	92	92	94	89	85	87	83	83	91	88	93	93	89
oblačnost	7,2	7	7,4	6,8	6,3	7,4	6,6	6,2	7,1	6,6	7,9	7,9	7
nový sníh (cm)	109	90	78	52	10	1	0	0	1	14	73	109	486
srážky (mm)	110,1	73,3	96,1	78,5	92,3	140,8	163,1	137	125,6	97,5	124,8	138,6	1324
sluneční svit (hod)	60,7	75,1	90,3	130,4	189,7	146,4	173	175,8	111,8	112	51,9	49,3	1390

Zdroj dat: HMÚ

Uvedená data potvrzují Quittovu studii Klimatické oblasti SSR, dle které náleží vrcholové partie do nejchladnější klimatické oblasti CH4 a do nižších poloh Labského dolu zasahuje velmi chladná oblast CH6. Pevážně část povodí (CH4) je tak typická velmi krátkým, chladným a vlhkým létem, dlouhým přechodným obdobím a velmi dlouhou, velmi chladnou a vlhkou zimou s velmi dlouhým trváním snhové pokrývky. Dle obdobné Köppenovy klasifikace spadá celé území do vlhkého mírně chladného podnebí se studenou zimou (Dfc) a jen na nižších úrovních se vyskytuje studené pásmo ET (Atlas podnebí ČR, 2007).

obr. 4.8. Klimatické oblasti dle Quitta

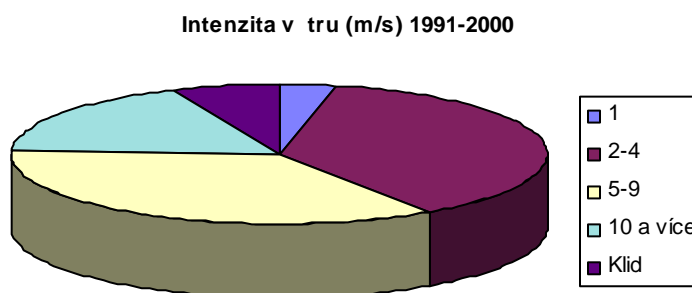


Zdroj dat: <http://geoportal.cenia.cz>, upraveno v ArcGIS

4.5.1. V trné podmínky

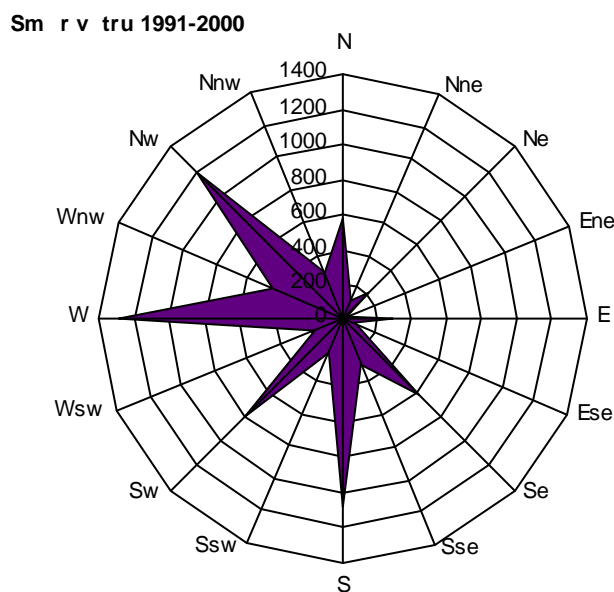
Mezoklima Labského dolu je ovlivněno především západními v trnými proudy zesílenými paralelním nálevkovitým tvarem údolí Mumlavy, na které trog Labe navazuje. Tento anemoorografický efekt Mumlavy rozděluje západní v try na Pan avské a Labské louce do tří směrů – na Sněžné jámy, Kotelní jámy a do Labského dolu. Nejvýraznější je tento proudící systém v zimním období, kdy je povrch zhlazen snhovou pokrývkou a má tak velký vliv na snhové poměry. Na okrajích náhorních plošin tyto silné v try odsávají vzduch z prostoru karstů, čímž vzniká složitý systém turbulentního proudění s průběžným doplňováním vzduchu z nižších poloh údolí (JENÍK, 1961). Při severním proudění z Polska se mohou vyskytovat i teplé padavé v try, föhny, které ovšem nejsou tak nápadné jako v Alpách. Zimní období bývá doprovázeno i bouřlivými v try charakteru víchice i orkánu, které mohou dosahovat rychlostí až 150 km/h.

obr. 4.9. Intenzita v try na stanici Labská bouda



Zdroj dat: HMÚ

obr. 4.10. V trná r žice vycházející z měření na stanici Labská bouda



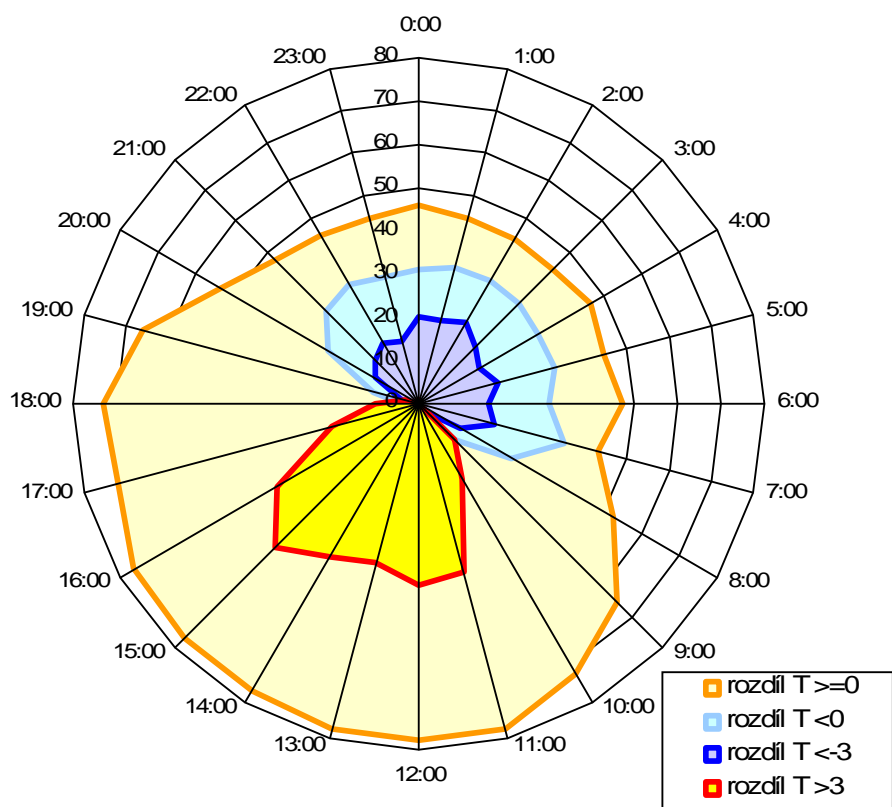
Zdroj dat: HMÚ

4.4.2. Teplotní poměry

Díky srážkomru s teplotním idlem na dn Labského dolu můžeme sledovat jisté teplotní rozdíly ve dvou výškových stupních. Srážkomr P F UK instalovaný na mýtin nedaleko závěrového profilu hladinomu zaznamenává teplotu v metrové výšce každou hodinu a data lze tak porovnat s teplotami na klimatické stanici Labská bouda (1315 m n. m.). Jelikož srážkomr instalovaný na dn dolu nemůže být v provozu celoročně a před zimním obdobím se demontuje, jsou k dispozici data od 29.7. 2008 až 14.11. 2008 a od 8.4. 2009 do 30.6. 2009. Tím jsou tedy pokryta 3 roční období vyjma zimy, kdy jsou teplotní podmínky na obou stanicích natolik specifické, že pouze vzájemné porovnání nemá smysl a vztah teplot během zimy si vyžadují rozsáhlejší průzkum. Vzájemným porovnáním těchto dat byl získán korelační koeficient o hodnotě 0,83.

Nejmarkantnější rozdíly jsou patrné v denním chodu teplot, kdy se projevuje výškový rozdíl 280 m společně s různou insolací území a vtrnými proudy. Graf znázorňuje rozložení rozdílů teplot ($T_{PF} - T_{LB}$) během dne, kde na ose hodnot jsou vyneseny četnosti hodinových rozdílů za měřené období (4597 hodin). Hodnoty jsou rozděleny na fáze dne, kdy teplota na dn dolu byla vyšší než na Labské boudě (rozdíl $T \geq 0$) a naopak (rozdíl $T < 0$). Pro zvýraznění extrémů jsou znázorněny i hodnoty, kdy rozdíl na stanicích byl vyšší než 3°C .

obr. 4.11. Teplotní rozdíly během dne na stanici Labská bouda a srážkomru P F UK

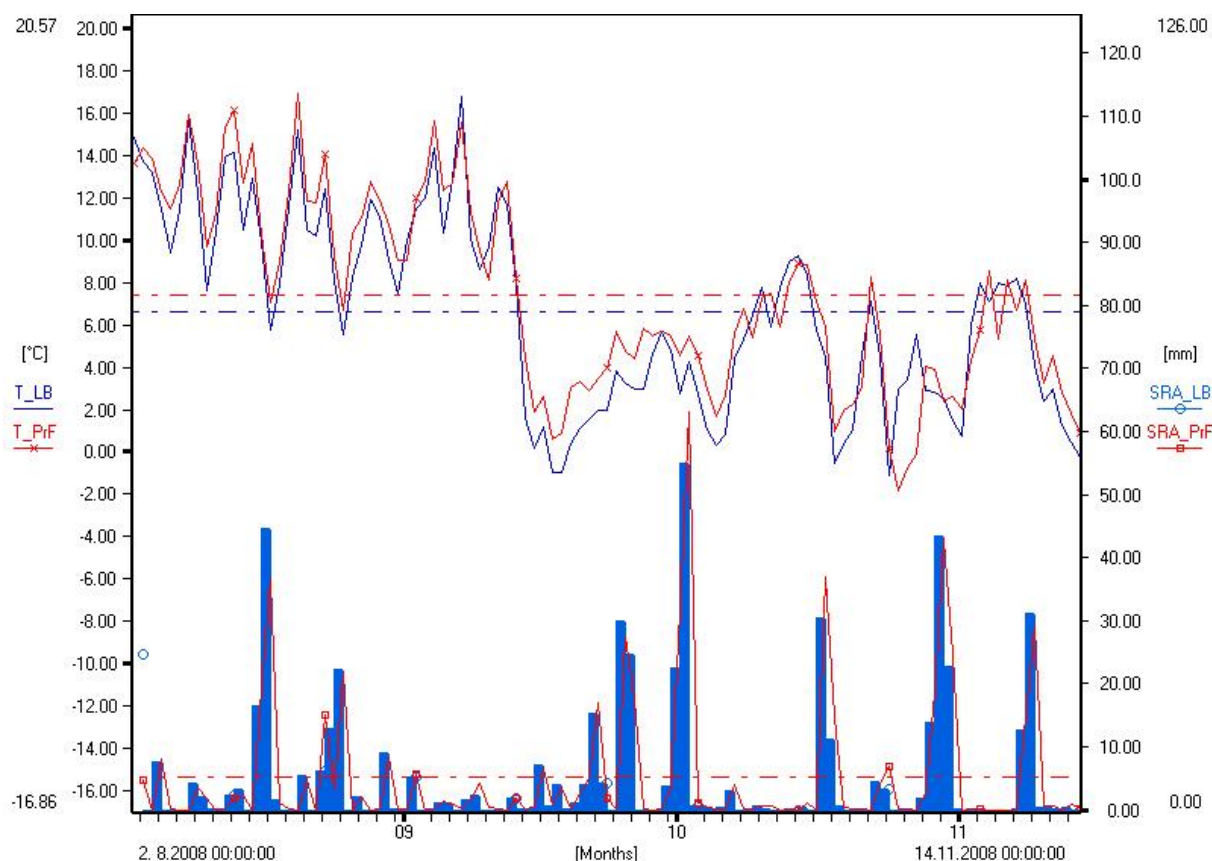


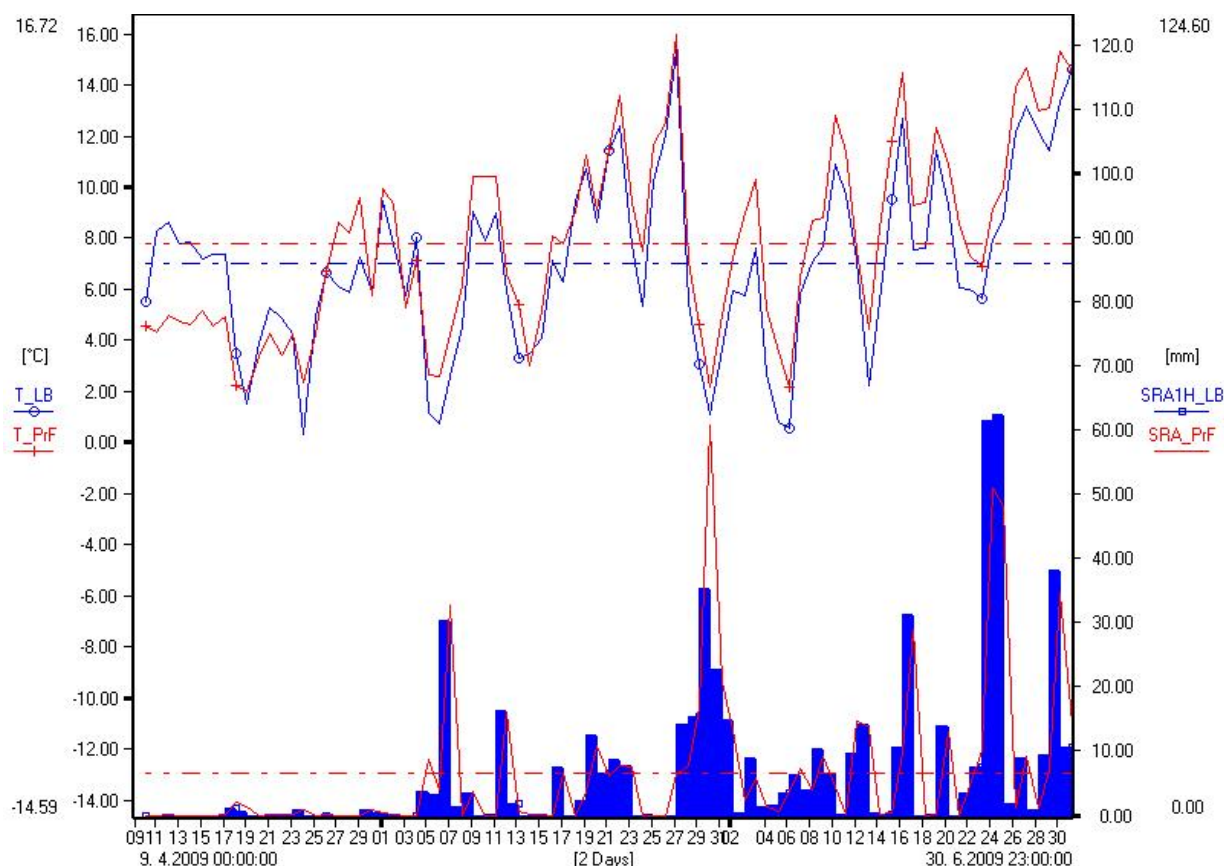
Zdroj dat: HMÚ, P F UK

Z grafu je patrné, že celkově převládají vyšší teploty na dně Labského dolu a to především v odpoledních hodinách od 11 do 18 hodin. K situacím, kdy je výrazně tepleji na Labské boudě, dochází pouze během nočních a ranních hodin a to především v letních měsících, kdy se zastíněný povrch Labského dolu projevuje podstatně později. Největší rozdíl byl zaznamenán 12.10. 2008 v 8:00 (SRA_{PrF} 0,1 °C, LB 10, 3 °C) a k nejvýraznější opačné situaci došlo o několik dní dříve 7.10. 2008 v 15:00 (SRA_{PrF} 18,4 °C, LB 7, 3 °C). Přesto tyto hodnoty nemusí být nejvyššími během roku, protože lze předpokládat, že za zimních inverzí, kdy je na hřebenech jasné a slunečné poasí a v údolích chladný vzduch, bude tento rozdíl mnohem vyšší.

Průměrné denní hodnoty teplot a srážek z obou stanic zobrazuje obr. 4.13., ze kterého je patrné, že během téměř celého období dosahuje vyšších teplot teploměr v Labském dole. Pouze na konci zimy (duben 2009), kdy v povodí ještě ležel sníh a odhrabaný srážkoměr byl obklopen více jak metrovým sněhovým valem, byly teploty v dole nižší, nebo v depresi kolem srážkoměru bylo vytvořeno mikroklima.

obr. 4.12. a 4.13. Chod srážek a teplot na stanici Labská bouda a srážkoměru P F UK





* erchovan – pr m rná hodnota za znázorn ěné období

Zdroj dat: HMÚ, P F UK

obr. 4.14. Srážkom r P F UK, Fiedler STELA-1

Z hlediska srážek vykazují ob stanice pom rn stejné hodnoty jak v denních, tak i v hodinových intervalech, což odpovídá pom rn t snému korela nímu koeficientu 0,942. Úhrn srážek na Labské boud však m že být zna n zkreslený kv li nevhodn umíst ěné stanici ve stínu svahu a budovy boudy. Jistý vliv taky zp sobuje silný západní vítr, který strhává padající srážky od sb rné plochy srážkom ru a p i zarovnané sn hové pokrývce m že dokonce zp sobit horizontální pohyb padajících srážek, které srážkom r nem že zaznamenat.



FOTO: L. Duchá ek (28.7. 2009)

4.4.3. Sn hové pom ry

Sn hová pokrývka ve sledovaném území je siln závislá na nadmo ské výšce, ale výrazn se zde projevují i další faktory jako je tvar a orientace svah , nebo proud ní vzduchu. Vzhledem k r zným kombinacím p sobení t chto vliv tak nalezneme i extrémní hodnoty v rámci celé R. Sn žení se ve vyšších polohách m že vyskytnout prakticky kdykoli b hem roku, ale obvykle je první sníh zaznamenán kolem poloviny íjna a poslední koncem kv tna. P ibližn 7x za rok napadne na h ebenech více jak 20 cm sn hu za 24 hodin (Labská bouda 26.1.1993, 65cm) a sou et množství nového sn hu se pohybuje kolem 500 - 600 cm.

tab. 4.2. Sníh na Labské boud

	sn hová pokrývka	max. výšky sn hové pokrývky
m síc	(dny)	(cm)
prosinec	27-30	kolem 80
leden	30-31	kolem 120
únor	28	150-170
b ezen	30-31	160-180
ROK	160-180	160-180

Zdroj: HAN AROVÁ, 2007

Prostorové rozložení sn hové pokrývky ve sledovaném povodí je každoro n souvislé od ledna do b ezna a pravideln zde nalezneme sníh kolem poloviny trvání roku. V klimaticky vhodných a krytých lokalitách se m že sníh udržet i celoro n .

Pr m rné hodnoty charakteristik sn hové pokrývky uvádí tabulka 4.2.. V rámci pozorování na meteorologických stanicích se absolutní maxima vyskytují práv v povodí pramenného Labe a to koncem b ezna 2005 na Labské Boud (345 cm) a na Míse kách (335 cm).

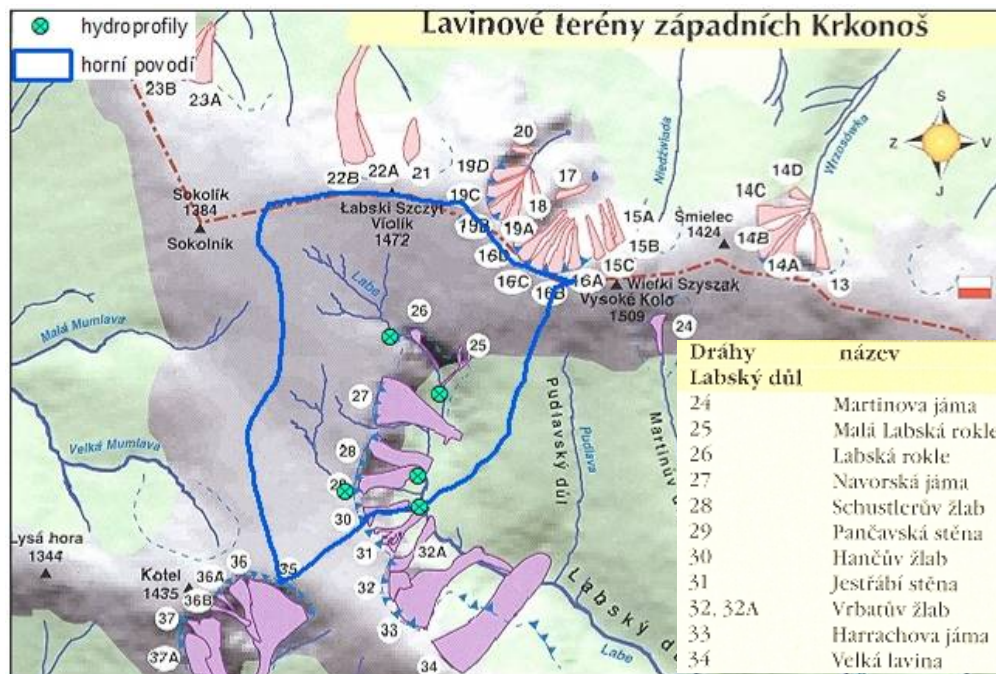
Pro poznání odtoku z povodí je nejvýznamn jším ukazatelem vodní hodnota sn hu, která na h ebenech nez ídka p evyšuje hodnoty 1000 mm s maximem na konci zimy, ovšem hodnoty závisí na celkovém pr b hu zimy. Pro h ebenové ásti jsou typické ásté námrazy a ztvrdlý, v trem ubitý a zledovat lý povrch sn hu, který umož ňuje transport sn hu v trem.

Ploché oblasti Labské, Pan avské a Harrachovy louky jsou díky své poloze a anemo-orografickému systému Mumlavy typickými oblastmi nerovnom rné akumulace sn hu. Nejvíce ho leží na záv trných prostorech a hranách karu, kam je sníh tzv. druhotným p evíváním dopraven z h eben a náhorních plošin (sn hový drift). Nap íklad v únoru 1993, po t ídenním sn žení a silném severním až severozápadním v tru, bylo na sn hové pole u

Harrachových kamenů naváto 360 cm up chovaného sn hu, p i emž na nedaleké Labské boudě napadlo ve stejném období 80 cm nového sn hu (SPUSTA, 2006). Na sn hových polích jižn od Harrachových kamenů a na hranách Labských jam dosahuje b žn výška sn hové pokrývky 8-15 m, což vytvá í mocné sn hové p evisy a laviny.

Rozdíly v mocnosti sn hové pokrývky jsou nejlépe patrné na konci zimy, kdy vrcholové partie Kotle a Vysokého kola jsou odtáté a v nižších polohách se stále nachází více než metrová vrstva sn hu. To je dáno p edevším eolickým transportem sn hu z exponovaných prostranství, ale i r znorodým povrchem pod sn hem, který tvo í kamenná pole bez vegeta ního pokryvu, kde sn hová pokrývka rychleji odtává. Naopak prostranství s porosty kle e tvo í p irozenou p ekážku sn hu a zadržují tak v tší množství. V závislost na okolních podmínkách však m že docházet k urychlenému tání i z kle ových oblastí, kde vlivem p íznivého mikroklimatu, vlivem odbourávání sn hu exhalovaným p dním vzduchem nebo vodou tekoucí z prameništ , m že být brzy na ja e bez sn hu i místo p vodn kryté hlubokou sn hovou záv jí (ŠTURSA, 1973). Výsledkem je pak mozaikové rozložení sn hové pokrývky mezi ke i kle e protkané sítí povrchového odtoku. Na dn Labského dolu se hromadí sn ěh uvnit roztroušených lesních porostů a na mýtinách, kde m že setrvat až do konce ěrvice.

obr. 4.15. Lavinové svahy Labského dolu



Zdroj: SPUSTA, 2006, upraveno v ArcGIS

Významný disturba ní prvek oblasti v zimním období tvo í laviny. Jejich výskyt je v Krkonoších vázán na nezalesněné svahy, žlaby a rokly na záv trných svazích položených ve výškách nad 1250 m n.m. a sklonem 25°-59° (SPUSTA, VRBA, 1975). V Labském dole

nejast ji označují hranice kar a firnových polí posledního glaciálu, které lemují vrcholové plošiny. Jeník, 1958 dodává, že však v průběhu teplejších a sušších výkyvů doby poledové byla lavinová aktivita pravděpodobně nižší než dnes. Velikost laviny se každoročně odvíjí od charakteru, kvality snhové pokrývky a průběhu poasíbního zimního období. Pro vznik laviny je nejnebezpečnější situace, kdy je nový sníh sekundárně převíván na hranu trogu, kde se vytvářejí snhové převěsy s přírůstkem 10 – 40 cm za den.

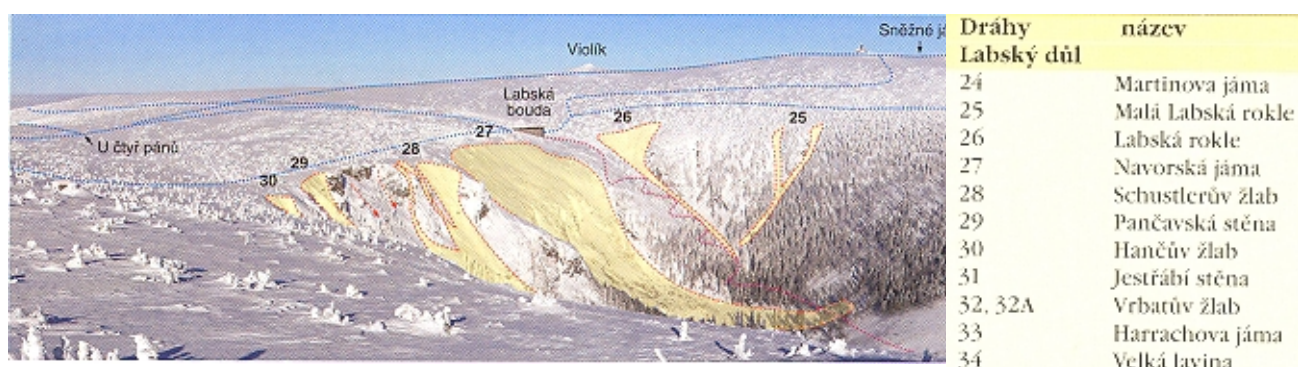
obr. 4.16. Snhové převěsy nad Panavským vodopádem



FOTO: L. Ducháček (20.4. 2009)

V Labském dole jsou lavinové dráhy (25 až 34 viz obr. 4.15.) soustředěny do celé karové části. Laviny z Navorské jámy, Jestabíste, Vrbatova žlabu, Labské rokle, Harrachovy jámy a Velké laviny dosahují až na letní cestu Labským dolem, laviny z Panavské stezky přejíždějí přes meandry Labe. V březnu 2005 se také uvolnily dvě větší prachové laviny z nedávno zalesněných svahů západně od Pudlavy a zasáhly letní cestu ve vzdálenosti necelých 100 m od konce trasy „Buřák“. Labský důl v úseku Pudlava – Labská bouda proto není v zimním období pro turisty přístupný a mění průtok a snhu v rizikové oblasti tak bylo prováděno se vstupem na vlastní nebezpečí.

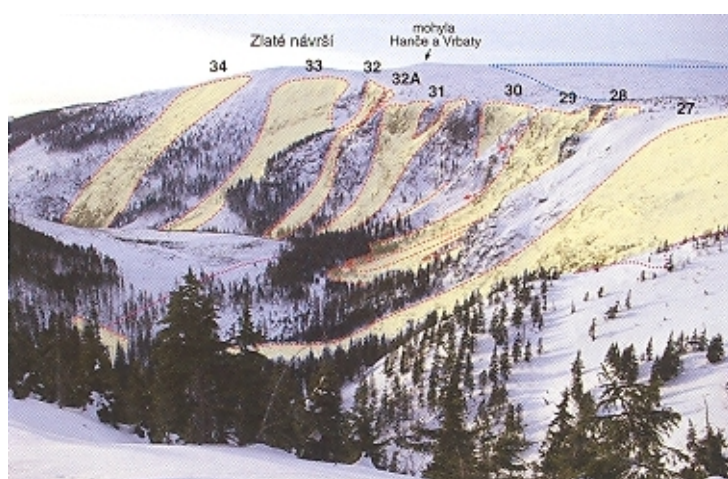
obr. 4.17. Lavinové dráhy severních svah (1)



Zdroj: SPUSTA, 2006

Dle typologie lavin považují neprachové laviny s árovým odtrhem (78%) nad lavinami s bodovým odtrhem a z 90% se vyskytují laviny povrchové. V Labském dole je valná část lavin orientována na východ až severovýchod a k jejich odtržení dochází na lemu kar, tedy ve výškách od 1275 m n. m. do 1300 m n. m..

obr. 4.18. Lavinové dráhy severních svah (2)



Dosud nejvtší zaznamenaná lavina ve sledované oblasti, ale i v celých Krkonoších spadla 8.3.1956 na dráze Velké Laviny (34). Tato lavina prorazila ve 150 let starém smrkovém lese 50 m širokou a 200 m dlouhou novou dráhu a na protější svahu vytvořila až 7 m vysoký nános snhu.

Zdroj: SPUSTA, 2006

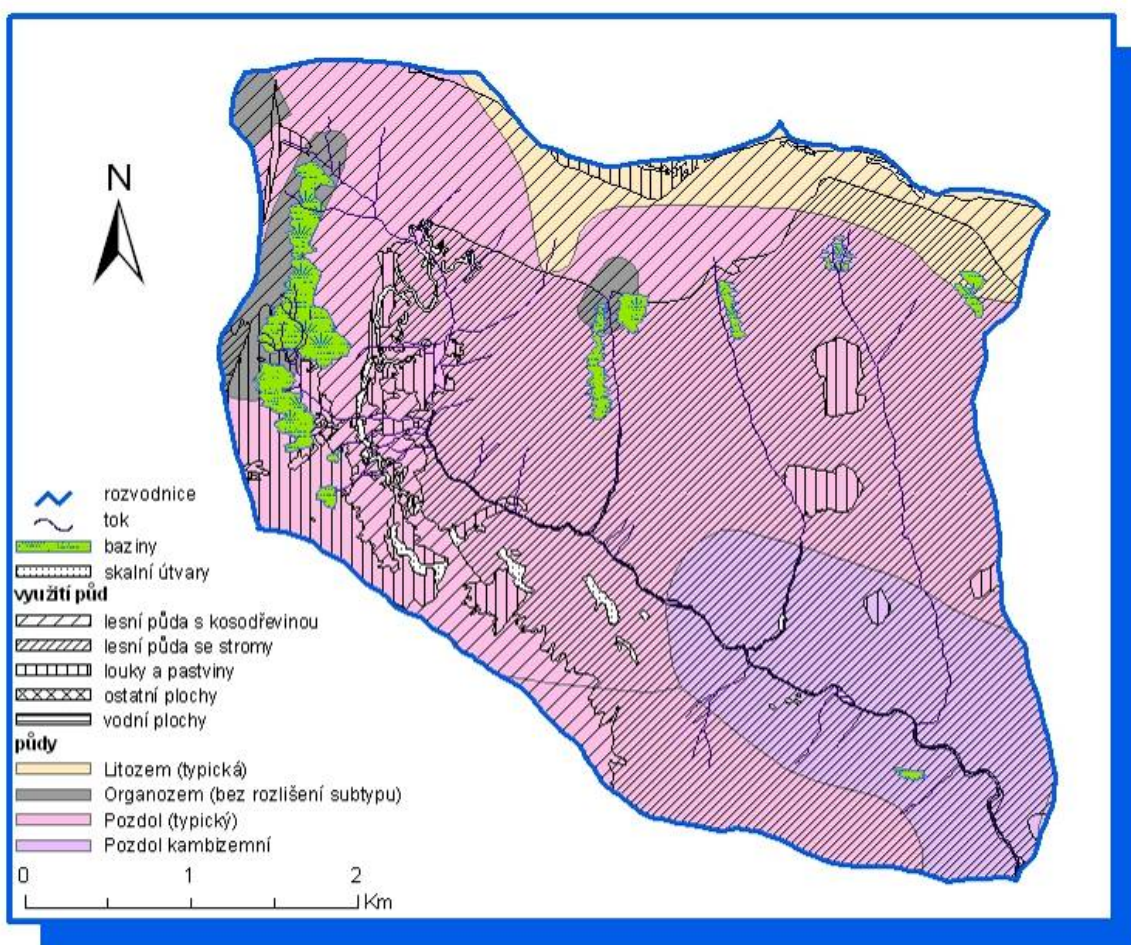
4.5. PEDOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

P dní vlastnosti jsou ovlivněny několika faktory. Nalezneme zde především silně kyselé půdy, což se odvíjí od žulového, resp. svorového, substrátu v podloží. To se často nenachází příliš hluboko pod povrchem a ve vyšších nadmořských výškách již dominují půdou nepokryté balvany a kamenná pole. Zrnitost tedy je tak dána obtížným zvětváváním žul, což zajišťuje vysoký obsah křemene a půdy jsou tak písčitého a hlinitopísčitého charakteru s nízkým obsahem štěrku a kamen (PODRÁZSKÝ a kol., 2007). Půdy vytvořené na svorovém substrátu jsou v porovnání s žulovým podložím hlinitější a skeletovitější. Mocnost půdy je také ovlivněna klimatickými podmínkami a sklonitostí terénu, jelikož materiál z více exponovaných oblastí je rychleji erodován a následně odnášen. Dlekazem azonálních půd jsou organozem vyvinuté na parovinách v oblasti rašelinišť. Jedná se často o půdy chudé na živiny a výrazně sorpční nenasycené, které byly navíc v posledních desetiletích degradovány kyselými dešti a emisními škodlivinami. Vzhledem k těmto nepříznivým podmínkám se v oblasti nemohl vyvinout rozmanitý lesní porost, který by zplnil podmínky pedogeneze a zároveň ochránil půdu před degradací. Nepříznivým je na vývoj půdy působit i dlouhodobé nešetrným zvolením cest a lokalit těžby, stejně jako disturbance procesy lavin a sesuvů. V této souvislosti je nutné také zmínit ohrožení půdy ISE (interskeletová eroze), kdy se organické i anorganické části půdy propadávají a proplachují do níže položených puklin a mezer a umocní tak vliv eroze, především ve vyšších polohách Slezského hřebtu. Ochrana půdy tímto narušením musí být velmi citlivá a obnáší postupné obnovování porostu na ostrvcích sutí.

Lesní půdy na území Krkonoš rozdělil J. Pelíšek (1974) na základě výškové zonálnosti na následující pásma:

1. pásmo hydromorfních půd (podél vodních toků a terénní deprese)
2. pásmo rezivých lesních půd (kambizem a podzoly; 600-800 m až 1100–1200 m)
3. pásmo horských podzolů a rašeliništních půd (1100-1200 m až 1400-1500 m)
4. pásmo sutí a skal (nad 1400 m)

obr. 4.19. Půdy a vegetace Labského dolu



Zdroj: www.nts5.cgu.cz, upraveno v ArcGIS

Z výše uvedené mapy je patrné, že na území p evládají podzolové p dy. S rostoucí nadmořskou výškou se mění jejich dílčí vlastnosti – jsou kyselější, vlhčí, kamenitější, méně sorpn nasycené a prudce v nich ubývá obsah živin. V nejvyšších oblastech nalezneme pozstatky pleistocenních kryogenních procesů (permafrost, regelace), které byly podstatně silnější než recentní mrazové procesy. Přesto mají výrazný vliv na půdy a vegetaci nejvyšších partií a přispívají k zachování tundrového charakteru. Litozem přímého betu Vysokého kola a Violíku jsou neustále zmlazované půdy bez vyvinutého horizontu A a se skeletovitostí nad 70%. V mělkých depresích vyzdvižených plošin se vyskytují Organozemy s mocností přes 50 cm. Obsahují několik profilů slabě rozložených organických látek, jejich rozklad je zpomalen silně zamokřeným a kyselým prostředím (TOMÁŠEK, 2003).

4.6. BIOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA

Prostředí krajiny, ve které se sledované území nachází, můžeme souhrnně označit jako arкто-alpínská tundra, tedy oblast nad horní hranicí lesa, kde panují extrémní mrazové, ledové, sněhové a větrné podmínky. Vedle drsných klimatických podmínek je charakteristický i skalnatý reliéf erodovaný mrazem a větry, do hloubky promrzající půdou a přítomností rostlin a živočichů, kteří jsou přizpůsobeni tvrdým životním podmínkám. Základ těchto podmínek se vztahuje k pleistocénním glaciálům, kdy místní podmínky odpovídaly souasnému klimatu arktické Kanady a Grónska (leden - 20°C, červenec 0°C). Krkonoše se během pleistocénu staly opakovaně migrační křižovatkou mezi organismy z okolních velehor a druhy ustupujícími ze severu před kontinentálním ledovcem. S ústupem poslední doby ledové se postupně nižší polohy změnily v bukové háje a následně souvislé listnaté a jehličnaté pralesy. Dnesiní podíl lesů v povodí pramenného Labe téměř 70%. Hřebeny Krkonoš si však po celou poledovou dobu uchovávaly tundrový charakter a stali se tak jakýmsi ostrovem arкто-alpínské tundry ve střední Evropě. Tato výjimečnost v porovnání s ostatními pohorími je dána rozsáhle vyvinutým subalpínským a alpínským stupněm a přítomností zarovnaných povrchů s mocnými vrstvami zvětralín (KOCIÁNOVÁ a kol, 1995).

obr. 4.20. Jižní svah Vysokého kola se znatelnou horní hranicí lesa

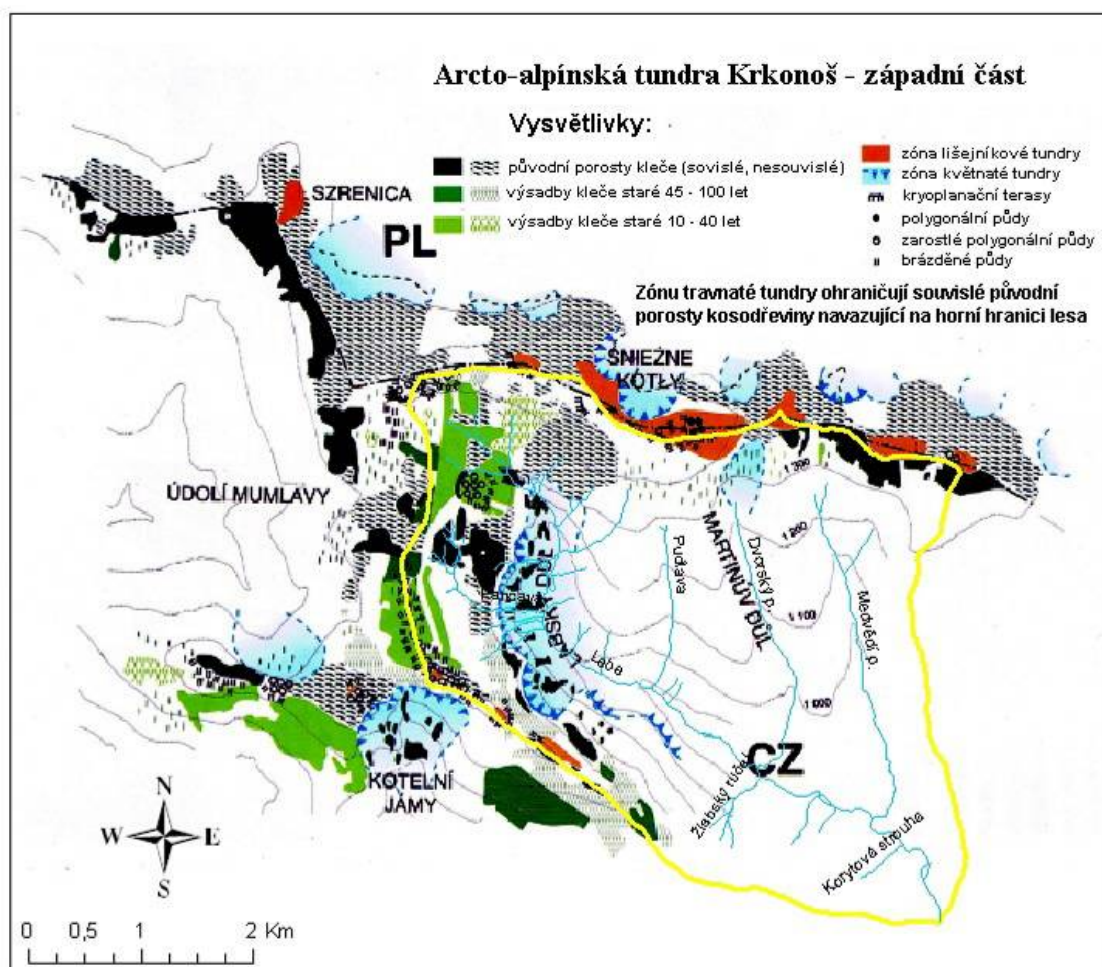


FOTO: L. Ducháček (29.7. 2008)

Setrvale drsné klimatické podmínky umožnily zachování glaciálních reliktů. Jedná se například o červenou sněžnou osu, ostici Bigelowa nebo vrbu laponskou. Z fauny zde přežily některé druhy hmyzu (lesknice horská, stěvlík Gyllenhalův), ale i některé křížáky a obratlovci (kos horský, hraboš mokradní). Velmi citliví na změnu podmínek jsou místní endemické organismy vázané na specifické podmínky například šáb sudetský, meruzalka (rybíz) skalní, lýkovec jedovatý, lípa širokolistá (KULICH, 2007). Nejvhodnějším útočištěm těchto endemitů jsou především kary, v jejichž stěnách jsou výchozy výživných hornin, které poskytují dobré podmínky pro vznik nových arкто-alpínských druhů. Časté sesuvy lavin a sněhová pole zabraňují překrytí těchto oblastí lesní kulturou a zároveň umožňují křížení chladnomilných a teplomilných druhů na lavinových svazích.

Tundra Krkonoš je rozdělena Slezským sedlem na východní a západní část, do které náleží i Labský důl a je možné v ní vymezit 3 zóny:

obr. 4.21. Znaky tundry v Labském dole



Zdroj: KOCIÁNOVÁ, 1995, upraveno v ArcGIS

1) Zóna lišejníkové tundry (mrazov trná, kryo-eolická)

Podmínky odpovídající kamenité tundře dob ledových nalezneme pouze při vrcholu Vysokého Kola, kde jsou patrné znaky mrazového a vtrného působení. Nesouvislý narušený rostlinný pokryv tvoří zejména společenstva nesnášející sníh (lišejníky, plavuník alpský, vesalec obecný). V kamenných mořích přezívají motýli, stěvlíci, dvoukřídlí a četní pavouci s nejbližšími příbuznými v nejsevernější Asii.

2) Zóna travnaté tundry (mrazodrnová, kryo-vegetační)

Pokrývá oblasti náhorních rovin a vyvýšenin a jsou pro ni typické podmínky glaciální kamenito-písčité tundry. Plošší terén a vysoký přísun srážek umožnil vznik travinné a rašeliništní vegetace, jež zastupují polygonální a brázděné pásy. Vytvořila se zde endemická společenstva, která jsou na jednu stranu nejjižnější výspou skandinávských druhů (ostružník morušky) a na druhou i nejsevernější oblastí výskytu borovice kleče.

3) Zóna květnaté tundry (sněhohledová, niveo-glacigenní)

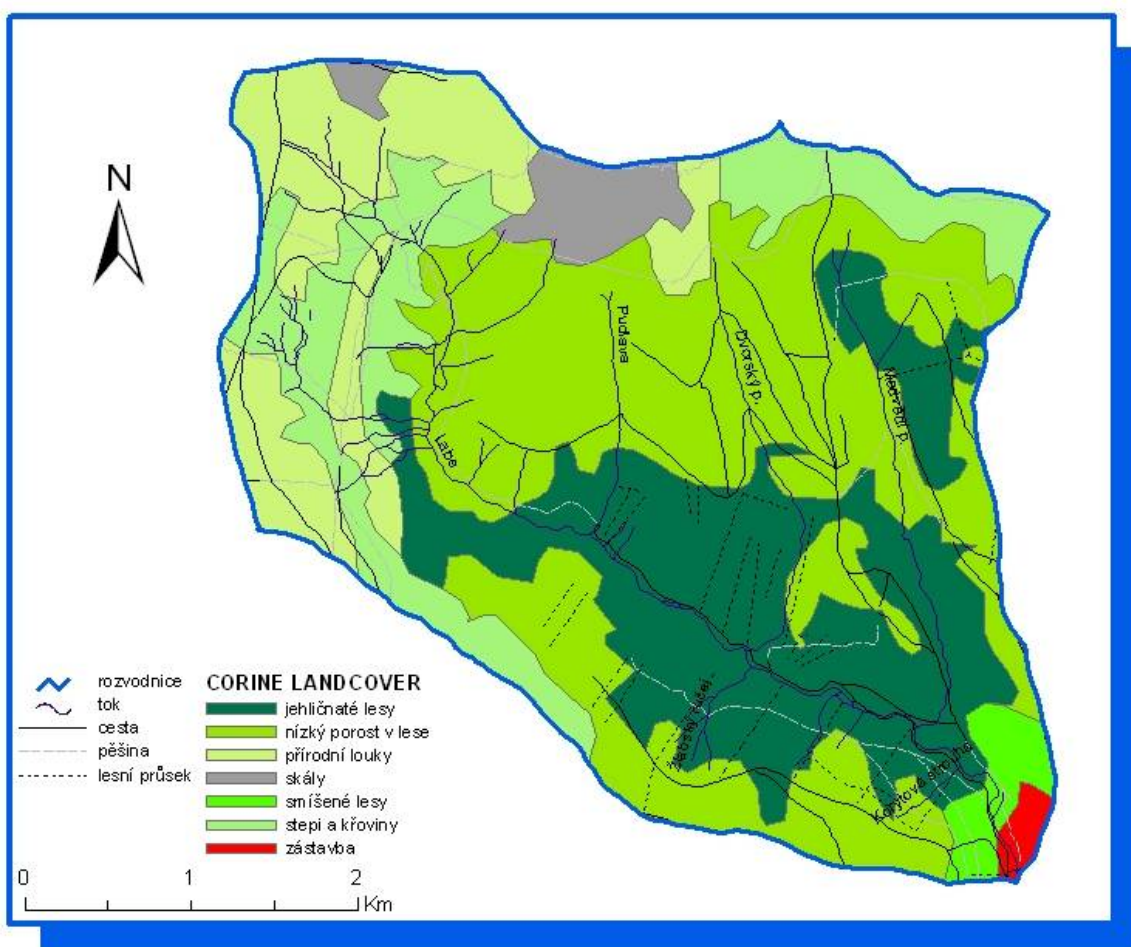
Tato druhově velmi bohatá a rozmanitá tundra se nachází na závětrných svazích ledovcových karů a odhalených plochách lavinových svahů. Díky dostatečné vlhkosti a příznivému mikroklimatu zde nalezneme společenstva vázaná na prostředí skal, sněhových výležísek a pramenišť (křovité vrby, zakrslé břízy, havézní křovina).

V současné době je krkonošská tundra ohrožena především velkým nápojem turistů, nevhodně zpevněnými cestami a pronikáním neproduktivních a pleveľných druhů rostlin, což dohromady vede k narušení samotné genetické podstaty vzácných druhů, která je základním kamenem biosférické rezervace UNESCO. Nejvíce vhodné se ukázalo i umělé zalesnění hřebenů kosodřevinou, která omezuje travnatou vegetaci. Víceméně souvislé porosty kleče se vyskytují převážně na plochých svazích, jelikož na závětrných lokalitách mikroreliefu s velkou akumulací sněhu, jako jsou žlaby a níže deprese, má borovice kleč ztížené podmínky pro dýchání (MIDRIAK, 1983). Kromě toho semenáky kleče trpí na těchto lokalitách plazivým pohybem těžkého sněhu (i pádu lavin) a enormním převlhčením pásů.

Mokřady mezinárodního významu dle Ramsarské konvence se nacházejí na Labské a Panavské louce, které společně s Úpskou rašelinou tvoří jednu z 10 lokalit v ČR, RS7 Krkonošská rašeliniště. Jde o reliktní ostrovy stědoevropské rašeliništní vegetace pozdního glaciálu, modifikované později pronikáním alpských elementů. Obě lokality leží v první zóně NP Krkonoše, obě jsou vyhlášeny jako NPR (CHYTIL, 2001). Hnízdí zde jediná česká

populace modrá ka tundrového (35-40 pár), kos horský, e etka zimní, linduška horská. Jsou zde zjištěny glaciální relikty více zástupců hmyzu: potápník *Hydroporus nivalis*, mra Xestia alpicola, pilatka *Pachynematus parvilabris*, vážka *Aeschna coerulea*. Ve vegetaci se prolínají i fyziognomické jednotky - mechová, bylinná a křovinná. Ke oviné porosty tvoří mozaikovitě porosty kosodřeviny, smíšené s porosty vrby laponské a vrby slezské. Mezi dominantní a charakteristické druhy rostlin patří ostice mokadní, klikva maloplodá, rosnatka okrouhlolistá, všivec sudetský, ostružiník moruška (www.env.cz).

obr. 4.22. Krajinný pokryv CORINE LANDCOVER 2000



Zdroj dat: <http://geoportal.cenia.cz>, upraveno v ArcGIS

5. HYDROGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA

Vlastnosti říční sítě (morfologie toku) a celého povodí pomáhají lépe určit faktory ovlivňující odtok a lze z nich také poznat výrazné vlivy přírodních podmínek, které se v geologické historii i současnosti podílely na modelaci toku. Grafické znázornění těchto charakteristik zvýrazňuje a vymezuje hranice mezi dílčími vlastnostmi. Vzhledem k zaměření práce jsou uváděny pro porovnání hodnoty jak celého povodí pramenného Labe po soutok s Bílým Labem (6,269 km; 17,25 km²), tak hodnoty dílčího povodí uzavřeného profilem vlastního hladinoměru P F UK (2,4 km; 4,18 km²). Délky a plochy povodí jednotlivých toků vycházejí z vektorové vrstvy databáze HEIS VÚV T.G.M..

obr. 5.1. Meandry Labe

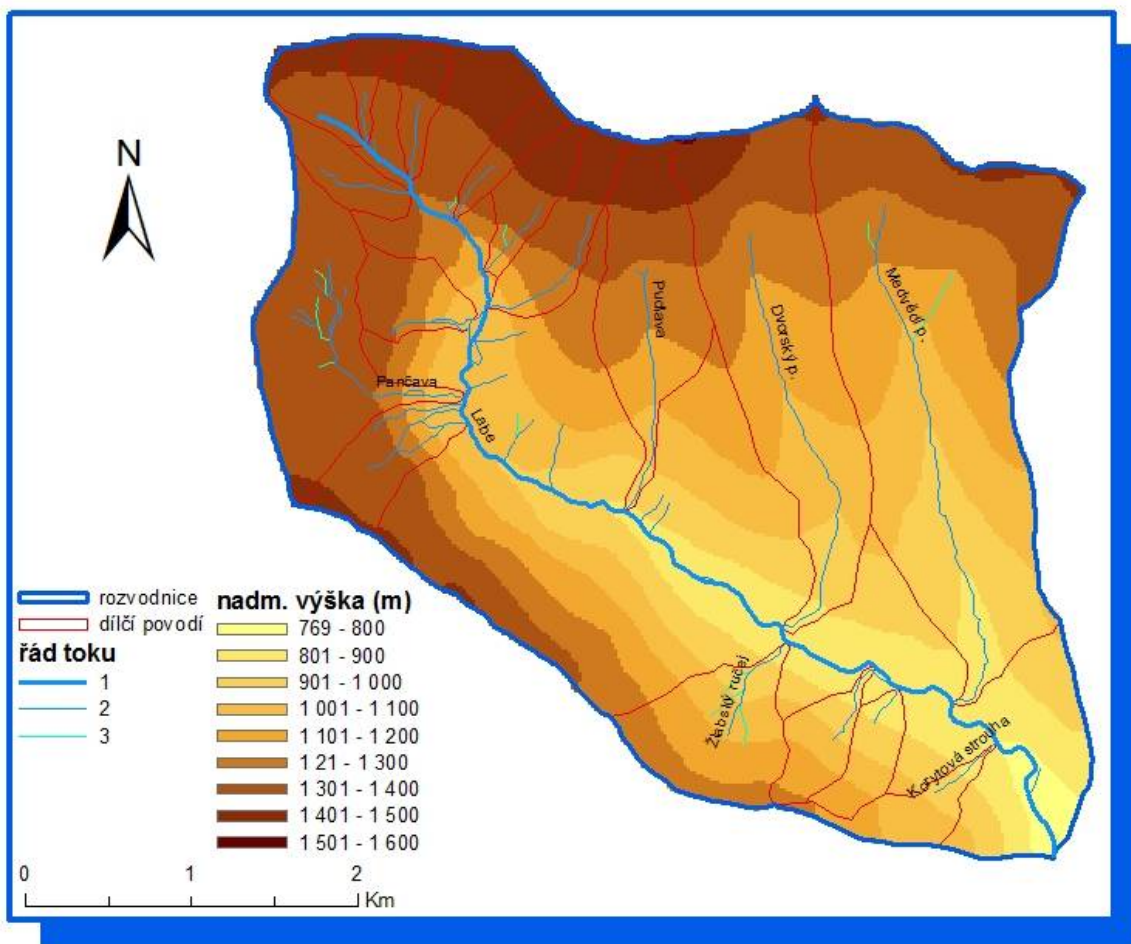


FOTO: L. Ducháček (20.4. 2009)

Zkoumaná část toku je prvním dílčím úsekem celého Labe a nese tedy označení hydrologického povodí HP 1-01-01-001. Labe ústí v Hamburgu do Severního moře a je tedy tokem prvního řádu, dle systému absolutní řádovosti a všechny jeho přítoky jsou řádu druhého. Nejvýznamnějšími z nich jsou pravostranný přítok Panava a levostranné Pudlava, Dvorský potok a Medvědí potok. Umělé vodní nádrže se v oblasti nevyskytují a řekou upravěná

koryta toku se vyskytují především v nižších polohách povodí, kde je záměrně tok porušován vyzděláváním p epady, aby se snížila rychlost toku před zastavěným územím Špindlerova mlýnu. Za zmínku také stojí divotná zahrazení horních toků Labe a Pančavy těsně před pádem do Labského dolu, které sloužilo ke zvýraznění efektu padající vody.

obr. 5.2. Hypsografická mapa povodí Labského dolu



Zdroj dat: ZABAGED, upraveno v ArcGIS

5.1. CHARAKTERISTIKY POVODÍ

Tvar povodí má zásadní vliv na odtok srážek z povodí a zároveň předurčuje tvar povodňové vlny. Ta je často velmi patrná v době jarního tání, kdy se tání v horních částech povodí výrazně projevuje na denních průtocích v nižších polohách. Plocha povodí (P) je jednou ze základních charakteristik toku. Povodí odráží variabilitu a pestrost přírodních podmínek a má vliv například na velikost specifického odtoku, který obvykle bývá vyšší na malých povodích.

K vyjádření těchto hodnot slouží následující koeficienty:

tab. 5.1. Koeficienty hydrografických charakteristik

charakteristika	po Bílé Labe	po hladinom r	vztah
<i>Plocha povodí (P – km²)</i>	17,25	4,18	
<i>levá strana (P_l – km²)</i>	11	2,14	
<i>pravá strana (P_p – km²)</i>	6,25	2,04	
<i>Charakteristika povodí ()</i>	0,38	0,67	$= P/L^2$
<i>Graveli v koeficient (K_c)</i>	1,21	1,2	$K_c = L_R / 2(P)^{1/2}$
<i>Střední šířka (š)</i>	2,3	1,7	$\bar{s} = P/L$
<i>Koeficient souměrnosti plochy povodí (K_s)</i>	0,28	0,03	$K_s = \frac{P_l - P_p}{(P_l + P_p)}$
<i>h_{max} (m)</i>	1508,5	1492	
<i>h_{min} (m)</i>	769	1025	
<i>Pevnění (h)</i>	739,5	467	$h = h_{max} - h_{min}$
<i>Průměrného spádu povodí (I)</i>	178 ‰	228 ‰	$I (v ‰) = h \cdot l / P$

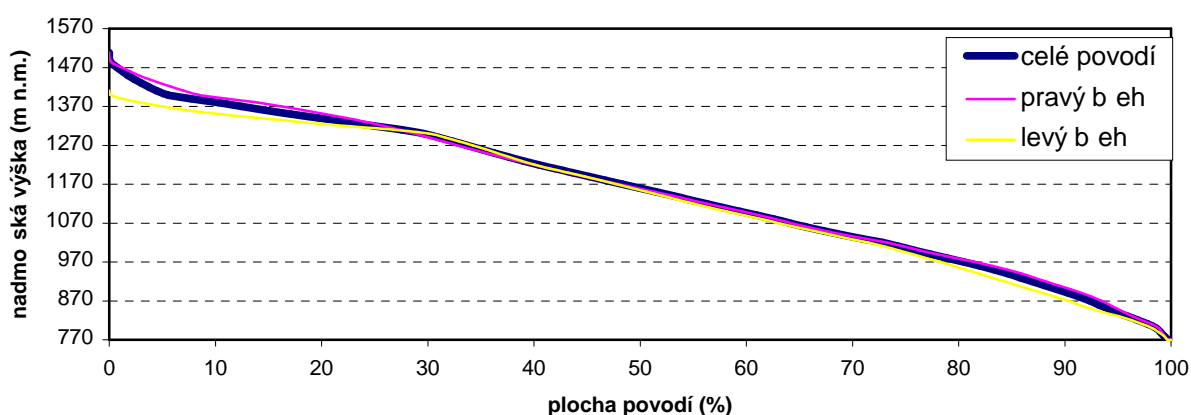
Zdroj dat: Toporastr, Spatial Analyst

Z výše uvedených hodnot vyplývá, že blíže zkoumaná část povodí po hladinom r tvoří přibližně ¼ celého povodí. Dle charakteristiky () pevnění povodí hodnotu 0,26, což je dolní mez pro výřivý tvar povodí s plochou menší než 50 km². Z toho lze usuzovat, že odezva na srážky bude v celém povodí velmi rychlá a srážkové vlny na přítocích se budou projevovat na soutoku víceméně souasn.

Podobným ukazatelem tvaru povodí je i Graveli v koeficient (**K_c**), jež určuje nakolik se tvar povodí blíží kruhu a z výsledných hodnot vyplývá, že rozvodnice u obou povodí je jen 1,2 násobek obvodu kruhu o stejné ploše.

Výškové poměry v povodí nejlépe znázorňuje hypsografická křivka (obr. 5.3.), která byla vytvořena na základě elevační rastrové mapy s rozlišením 20 m.

obr. 5.3. Hypsografická křivka Labského dolu



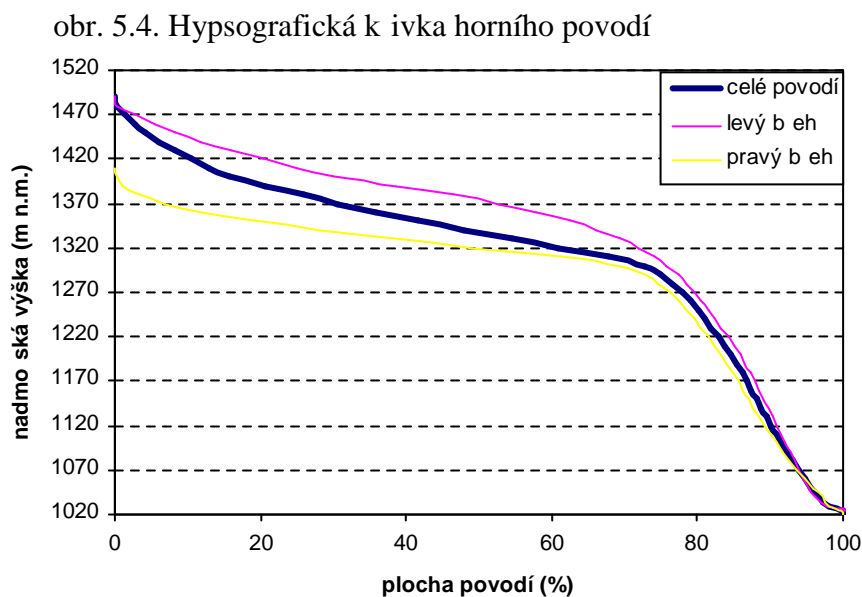
Zdroj dat: Toporastr, Spatial Analyst

V rámci celého povodí je patrný výškový rozdíl ve vrcholových oblastech, ale prudký sklon v karové oblasti je částečně potlačen podílem ploch v povodí Pudlavy ku zvolna klesajícímu hřebenu Zlatého návrší směrem k Medvědínu. Od cca 1300 m n.m. je podíl plochy povodí k výšce poměrně vyrovnaný a i rozdíly mezi levou a pravou částí povodí jsou zcela minimální.

Jinak je tomu již při bližším pohledu na menší část povodí Labe nad hladinou řem, kde se výrazně projevuje prudký sklon z výše položených plošin a patrný je též rozdíl mezi levou a pravou částí povodí. Znamý sklon povodí vyplývá i z hodnot (I), kde průměrný sklon povodí menšího zájmového povodí je

téměř o třetinu vyšší než u celého povodí. Obdobné hodnoty udává i rozdíl maximální a minimální nadmořské výšky v povodí (h), což je 740 m pro celé a 467 m, tedy více jak polovina převýšení na ¼ plochy.

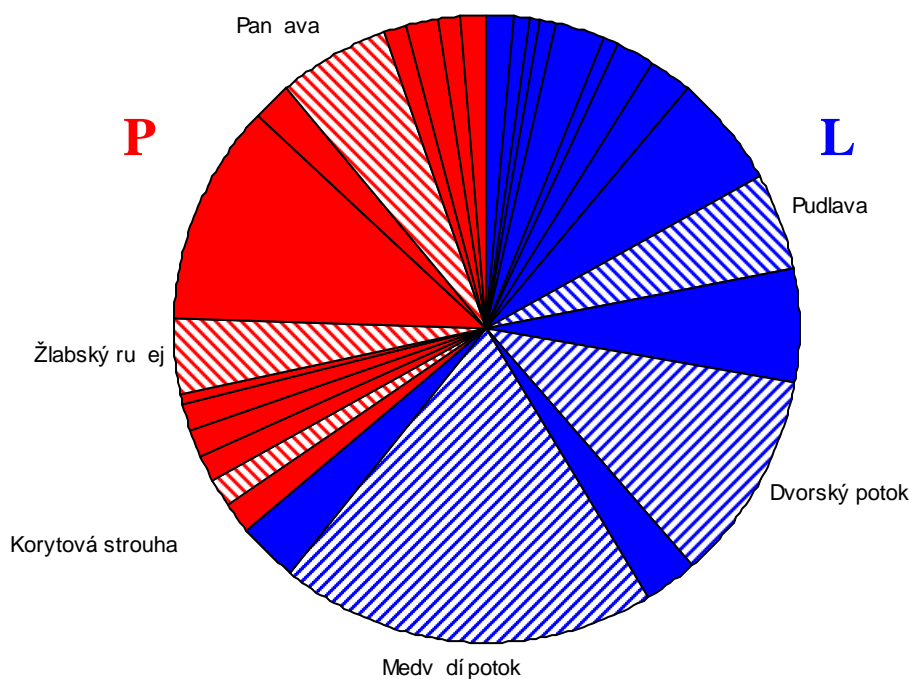
Z grafu lze vyčíst, že podíl plochých oblastí je přibližně 40 %, přičemž pravá strana povodí je poměrně plošší, jelikož se zde rozkládá Panavská, Harrachova a část Labské louky. Ploché stupe Labských meandr zabírá pouze nepatrnou nejnižší část povodí. Skalní útvary a nejstrmější svahy činí přibližně 15% plochy povodí a podíl obou břehů nad úpatními aluviálními kužely je vyrovnaný.



Zdroj dat: Topograstr, Spatial Analyst

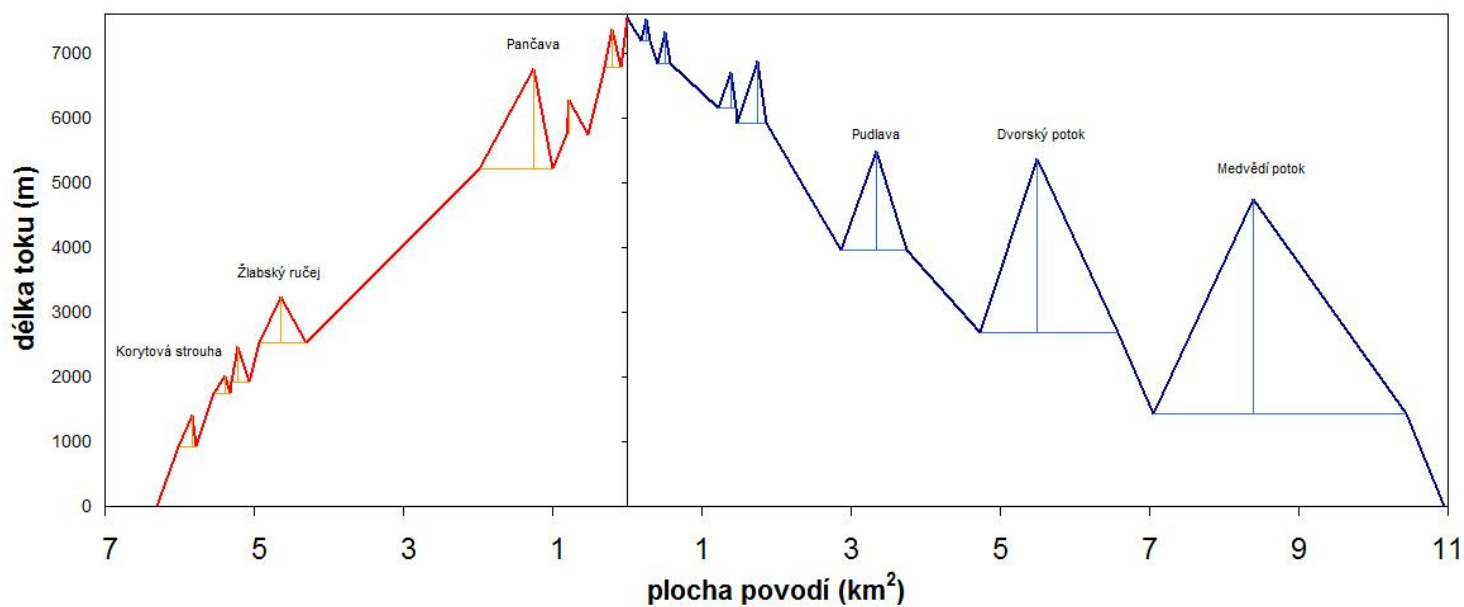
Komplexní symetrii povodí znázorňuje nejlépe kruhový a pravoúhlý graf vývoje povodí.

obr. 5.5. Kruhový graf vývoje povodí



Zdroj dat: Topograstr, Spatial Analyst

obr. 5.6. Pravoúhlý graf vývoje povodí



Zdroj dat: Topograstr, Spatial Analyst

Do grafu byly zahrnuty pouze významnější toky, dle databáze HEIS, ale i p esto je z nich patrný vysoký počet bystín a potoků ve vyšších polohách povodí, jehož úroveň na levém břehu je vyrovnanější než na pravém, kde je znatelná absence větších toků na skalních pověsech mezi Panávou a Žlabským ručejem.

Celkovou soumrnost povodí lze nakonec vyjádřit hodnotou (K_s), podle které je horní povodí naprosto soumrné (0,03) a celkové povodí je méně soumrné (0,28) především kvůli vyšším nadmořským výškám Slezského hrbetu v poměru s protějšími hřebeny Zlatého návrší, ale i kvůli nepatrnému ohybu toku v dolní části povodí. P esto je povodí velmi soumrné, což je zapříčiněno ledovcovou modelací údolí do tvaru „U“, jehož páteř tvoří tok Labe, které si zároveň našlo cestu středem úzkého Labského káru.

Tvar povodí dokresluje také střední šířka povodí (S), která se počítá jako poměr plochy povodí (P) a délky toku (L) a vypovídá, že horní povodí je přibližně o 1/3 užší než celé povodí pramenného Labe.

Výše zmíněná morfologie povodí přetváří velmi rychlou odezvu při toku na spádě srážky, na němž má nejvyšší podíl značná sklonitost horní části povodí.

5.2. CHARAKTERISTIKY ÚŘNÍ SÍŤ

Tvar úřní sítě je úzce provázán s geomorfologickými a geologickými vlastnostmi povodí, které determinují hlavní úřní síť a ta zároveň zprůměrně modeluje koryta toků, čímž dochází k postupnému zarážování do skalního podloží a meandrování v plochých oblastech. Hlavní rysy úřní sítě Labe byly dány po tětihorním vyvrásnění Krkonoš, ovšem zásadní vliv měly pleistocénní glaciály, jejichž ledovce přehloubily údolí a vytvořily výškové stupně na hranách káru i níže na elních morénách. Nejmarkantnějším pozstatkem glaciálního období jsou vodopády Panavy a Labe přímo na hraně trogu, ale i vodopád Pudlavy na hraně vysutého údolí. Každoročně změnou úřní sítě prochází nejplošší oblasti Panavské a Labské louky, kde se při jarním tání utváří nová mikrosíť v závislosti na podmínkách a výšce snhové pokrývky. Zde je také nutno zmínit meliorační zásahy KRNAPu, který se maximálně snaží zabezpečit turistické cesty a přášeiny, aby nedocházelo k tvorbě preferenčních cest odtoku.

Jak již bylo naznačeno v předchozí kapitole, úřní síť je stejná jako celé povodí poměrně symetrická. Celé povodí lze označit jako stromového typu, jelikož přítoky do Labe jsou poměrně pravidelně rozloženy po celé délce toku. Naopak horní povodí má již znaky vjířovitého typu povodí, což je dáno polohou zářřového profilu těsně pod soutokem s Panávou, která dosahuje obdobných délkových i průřřkových vlastností jako Labe.

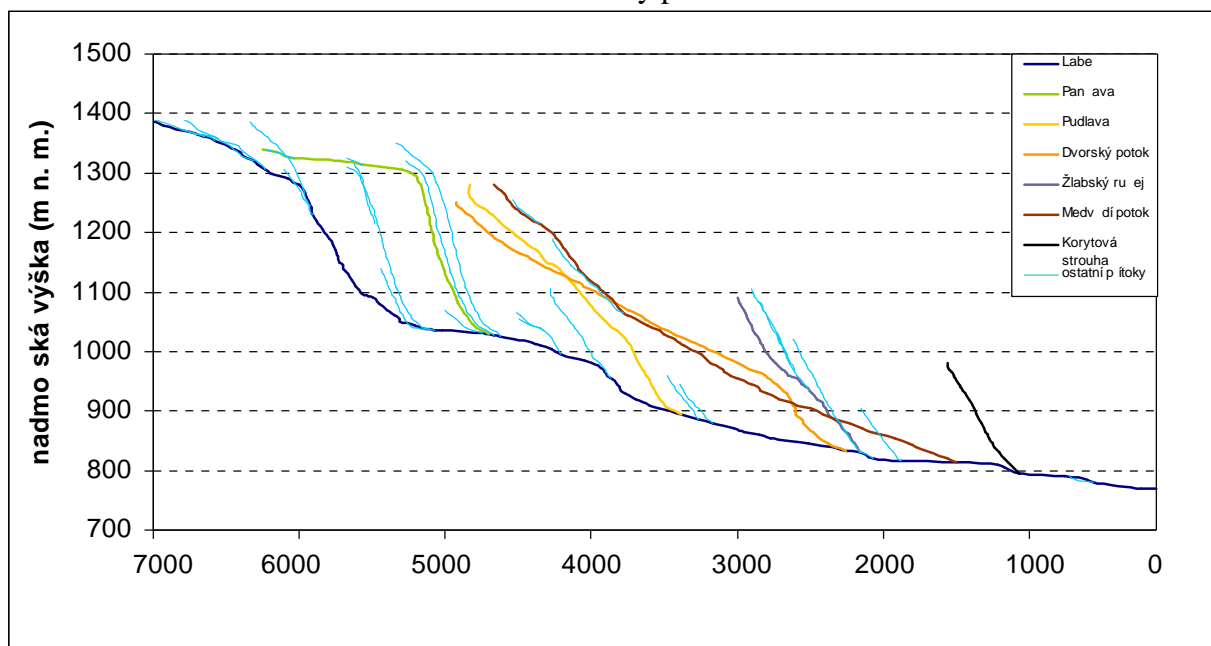
tab. 5.2. Výškové a sklonitostní vlastnosti toku

charakteristika	po Bílé Labe	po hladinom r	vztah
<i>Délka toku (L - m)</i>	7,534	2,4003	$r = L/P$
<i>Délka všech tok (L - m)</i>	30,814	11,849	
<i>Hustota í ní sít (r - km/km²)</i>	1,8	2,8	
<i>h_{max}</i>	1387	1387	
<i>h_{min}</i>	769	1025	$h_{max} - h_{min}$
<i>P evýšení toku (h)</i>	618	362	
<i>St edního sklonu toku (I)</i>	225 ‰	233 ‰	$I (v ‰) = h / L^{1/2}$
<i>P ímková délka toku (lp - m)</i>	6,269	2,001	
<i>Stupe vývoje toku (K_k)</i>	1,2	1,2	$K_k = L/l_p$

Zdroj dat: Toporastr, Spatial Analyst

D ležitým ukazatelem je hustota í ní sít (**r**) vyjad ující pom r délky všech vodních tok (**L**) k celkové ploše povodí (**P**). Hodnoty pro ob povodí odpovídá hodnotám horských povodí eské republiky a p esahuje hodnoty 1,5 km/km². Vliv bohatých srážek na hustou í ní sí je umocn n nepropustným podložím na svazích údolí, ale i zadržováním vody rašelinistích náhorních plošin. Jistý vliv má samoz ejm í m lce zako en ná vegetace, která na odhaleném povrchu ztrácí schopnost zadržovat nebo soust edit plošný odtok do ronových rýh. Pom rn vysokou hustotu vykazuje horní povodí, což je dáno zna n plochým a bažinatým terénem Pan avské a Labské louky, ale také rozv tvením padajících tok na úpatí trogu. Výpo et hodnot sice vychází z jemného len ní databáze HEIS, ale p esto nem že postihnout veškeré toky ležící v povodí. Spád a p evýšení tok znázor uje vedle hodnot (**h**) a (**I**) nejlépe graf podélného profilu toku.

obr. 5.7. Podélný profil toku



Zdroj dat: Toporastr, Spatial Analyst

Zvlášť dobře lze vidět prudký zlom okolo 1300 m n.m., kde pravostranné přítoky padají do údolí a také schod vysutých údolí Pudlavy, Dvorského potoka a Žlabského ručeje ve výškách okolo 1000 m n. m. . Znatelná je také plochá část meandru Labe na soutoku s Panávou, kde dochází k částečné akumulaci materiálu. Jak uvádí Engel (2006), toto území je reliktem proglaciálního jezera, jehož hloubka zde dosahovala až 16 m. Zatímco v těsně tok horního povodí pramení v náhorním plató ve výškách nad 1350 m n. m., toky na svazích Vysokého kola pramení přibližně o 100 m níže v sušových polích nad hranicí klesající. Dolní část toku klesá poměrně rovnoměrně a patrně jsou elevační stupně na místech, kde Labe proezává reliktní ústupové morény.

Stupeň vývoje toku (K_k) dosahuje pro obě povodí hodnoty 1,2, což značí poměrně rovný úsek toku, který je u horního povodí narušen ohybem a samotným meandrováním na dně trogu a stejně tak i ohybem při soutoku s Medvědí potokem při pohledu na celé povodí.

obr. 5.8. Koryto Labe pohledem od Panávského vodopádu



FOTO: L. Ducháček (29.7. 2008)

6. ODTOKOVÝ REŽIM

Hydrologické charakteristiky odtoku v této kapitole jsou zaměřeny na menší povodí uzavřené hladinoměrem P F UK. Pro celkové zhodnocení odtoku pramenného Labe je potřeba dlouhodobá data pozorování na limnigrafické stanici, ta se ovšem nachází až pod soutokem s Bílým Labem ve Špindlerově Mlýně. Data z této stanice by tak nebyla dostatečně objektivní, protože odtokové poměry v povodí Bílého Labe ($P = 20,54 \text{ km}^2$, $Q_r = 0,77 \text{ m}^3/\text{s}$) nejsou příliš rozdílné od Labe. Jelikož je však středem zájmu této práce nejhornější povodí ($P = 4,18 \text{ km}^2$) ovlivněné pleistocénním ledovcem, byly by charakteristiky vycházející z této stanice až příliš zkreslené. Průtoky ze stanice Špindler v Mlýně jsou tak použity jako nejbližší reprezentativní vzorek charakterizující průběh průtoků na horských povodích se stejným srážko-odtokovým režimem.

Dostatečně přesnou představu o odtoku Labe nad Bílým Labem však udávají Hydrologické poměry SR, podložené pozorováním v letech 1931 – 1960.

tab. 6.1., 6.2., 6.3. Hydrologické vlastnosti Labe odvozené z dlouhodobého pozorování ve Špindlerově mlýně.

P (km^2)	průměrné roční hodnoty				
	srážky (mm)	rozdíl srážek a odtoku (mm)	odtok (mm)	specifický odtok (l/s/km^2)	průtok (m^3/s)
17,18	1450	247	1203	38,12	0,65

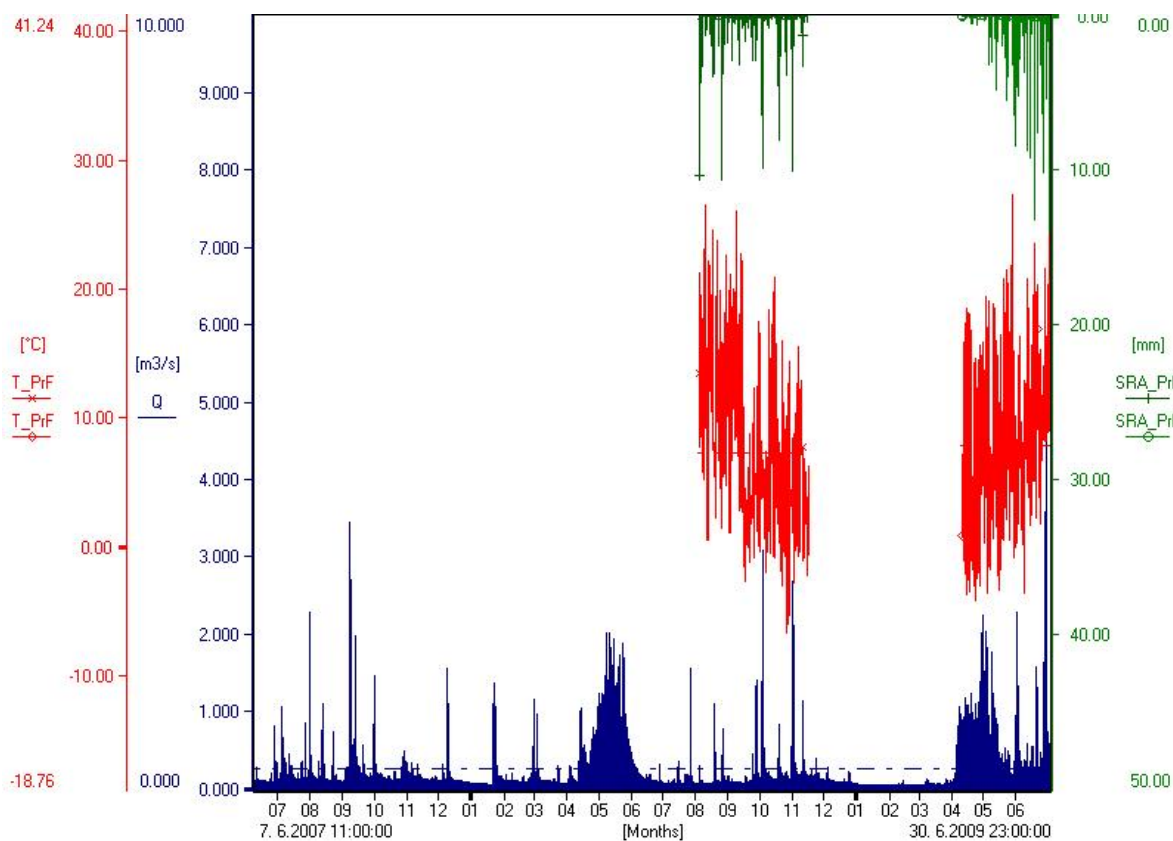
průtoky překročené průměrně po dobu (dní)						
30	90	180	270	330	355	364
(m ³ /s)						
1,45	0,79	0,45	0,29	0,19	0,14	0,12

velké vody dosažené nebo překročené průměrně jednou za (let)						
1	2	5	10	20	50	100
(m ³ /s)						
8	10	20	31	42	62	83

Zdroj: Hydrologické poměry SR, 1970

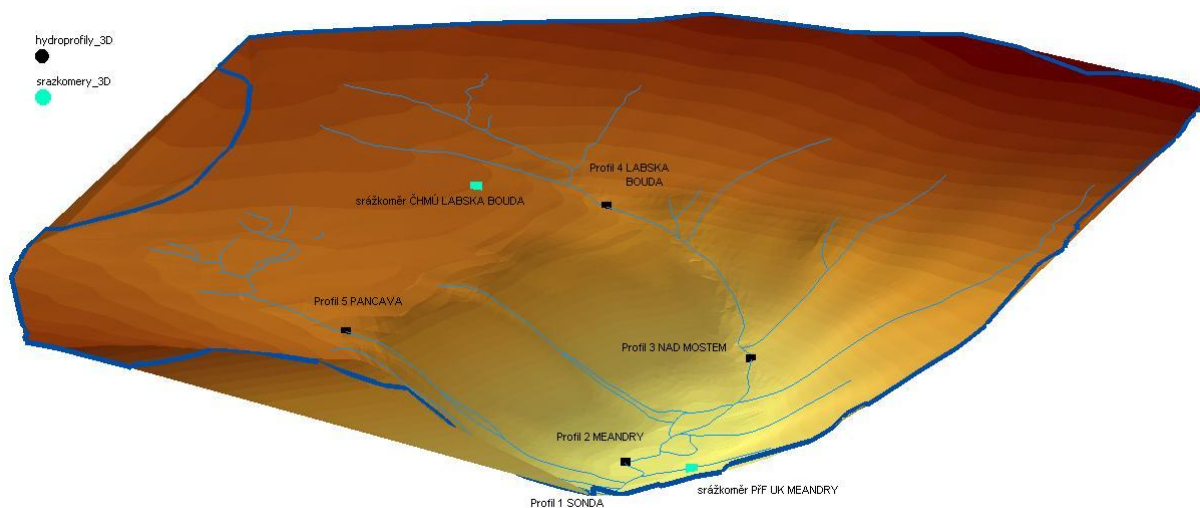
Veškerá hydrologická bilance popsaná v této kapitole se vztahuje na povodí toku Labe o velikosti $4,18 \text{ km}^2$ uzavřené profilem hladinoměru P F UK. Hladinoměr poskytuje kontinuální hodinová data o stavu vodní hladiny od 7.6. 2007. Do práce byly zahrnuty údaje do 30.6. 2009, tedy série obsahující kompletní hydrologický rok 2008 a jarní tání 2009.

obr. 6.1. Chod srážek, teplot a pr tok na srážkom ru a hladinom ru katedry FG



Zdroj: DEMAS

obr. 6.2. Model zkoumaného povodí ohrani ený rozvodnicí



Zdroj dat: Toporastr, 3D Analyst

6.1. MONITORING PR TOK

Ultrazvukový snímač výšky hladiny typu US 1200 (3000) pořízený od firmy Fiedler-Mágr byl instalován na masivní balvan p i levém břehu toku. Koryto toku je zde p ímé, dno je bez výrazn ějších nerovností a b ěhy dostate n ě pevné, tudíž je profil vhodný pro dopl ůující hydrometrování (viz obr. 6.2.).

obr. 6.3. Profil SONDA



FOTO: L. Duchá ěk (14.11. 2008)

obr. 6.4. Hladinometr US 1200 (3000)



FOTO: M. Šobr (8.4. 2009)

B ěhem pozorování tohoto povodí bylo provedeno celkem 8 m ěření hydrometrickou vrtulí v záv ěrovém profilu SONDA. M ěření byla ásována tak, aby postihla významná období odtoku b ěhem roku, tedy letní a zimní minima, jarní tání ze sn ěhové pokrývky i kulminace po dlouhodobých srážkových situacích. Bohužel vzhledem k nedostupnosti lokality, klimatickým podmínkám i administrativním prodlevám nebylo možno zachytit pr tok b ěhem nejvyššího zaznamenaného vodního stavu (105 cm, 27.6. 2009 00:00), ale i nejvyšší nam ěřený pr tok 1,5 m³/s, odpovídající 59 cm, up ěs ůje tvar m ěrné k řivky za vyšších stav ě.

Pro p ěesn ější charakterizování odtoku v povodí byla provád ěna hydrometrická m ěření i v dalších profilech. Profil 2 MEANDRY se nachází v ploché ásti dna trogu cca 50 m nad soutokem s Pan avou, lze z n ěj tedy ur ěit p ěibližnou hodnotu pr toku Pan avy. Z profil ě 3 NAD MOSTEM a 4 LABSKÁ BOUDA lze ur ěit rozdíly pr tok ě Labe nad a pod Labským vodopádem a také odtok z d ěl ěích povodí (viz obr. 6.2.). Pr tok Pan avy se odvozoval od

hydrometrování nad Panavským vodopádem (Profil 5 PANAVA) a nebo se dodatečně vypočítal z rozdílů profilů 1 a 2 a následné korelace dat.

tab. 6.1. Korelační analýza jednotlivých hydrometrovaných profilů

korelace	profil 1	profil 2	profil 3	profil 4	profil 5
profil 1	1				
profil 2	0,991861	1			
profil 3	0,88791	0,935686	1		
profil 4	0,896082	0,888193	0,863819	1	
profil 5	0,803431	0,735487	0,449828	0,567204	1

obr. 6.5. Profil 2 MEANDRY



FOTO: M. Šobr (8.4.2009)

Z uvedených hodnot korelací vyplývá těsná závislost mezi profily na Labi. Nižší míra závislosti se projevuje pouze s profilem Panavy, vyjma profilu 1, který se nachází pod soutokem s Panavou a tudíž je jí ovlivněn. Vzájemným porovnáním naměřených a dopočítaných hodnot lze určit podíl profilů 2 a 5 na celkovém průtoku v profilu 1. V závěrovém profilu se na průtok z 69 % podílí Labe a z 27 % Panava, což odpovídá i jednotlivým podílům plochy povodí (70,8 % a 23,4 %). Lze tedy konstatovat, že odtok z povodí je nejvíce ovlivněn dílčími plochami a odtokové poměry jsou v celém povodí vyrovnané.

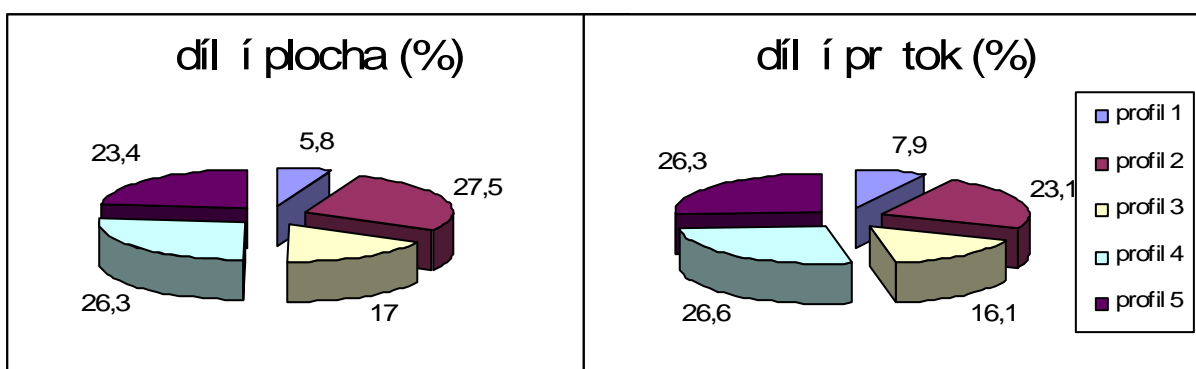
tab. 6.2. Hodnoty pr tok (m^3/s) zm ených hydrometrickou vrtulí

* odvozené hodnoty	profil 1	profil 2	profil 3	profil 4	profil 5
7.6.2007	0,123	0,085			0,038
18.10.2007	0,210	0,137	0,077	0,048	0,034
13.1.2008	0,051	0,034	0,030	0,023	0,017
29.7.2008	0,086	0,062	0,042	0,016	0,024
14.11.2008	0,170	0,101	0,046	0,033	0,047
8.4.2009	0,508	0,388			0,120
13.5.2009	0,381	0,262			0,119
30.5.2009	1,491	1,127			0,364
plocha (km^2)	0,239	1,149	0,712	1,101	0,978
plocha (%)	5,8	27,5	17	26,3	23,4

Vhodným znakem závislosti je podíl plochy a odpovídajících si pr tok , což je znázorněno na obr. 6.5. a 6.7. . Díl í pr tok vyjad uje pr m rnou procentuální hodnotu ze ty hydrometrovaných pr tok na celkovém nam eném pr toku v záv rovém profilu.

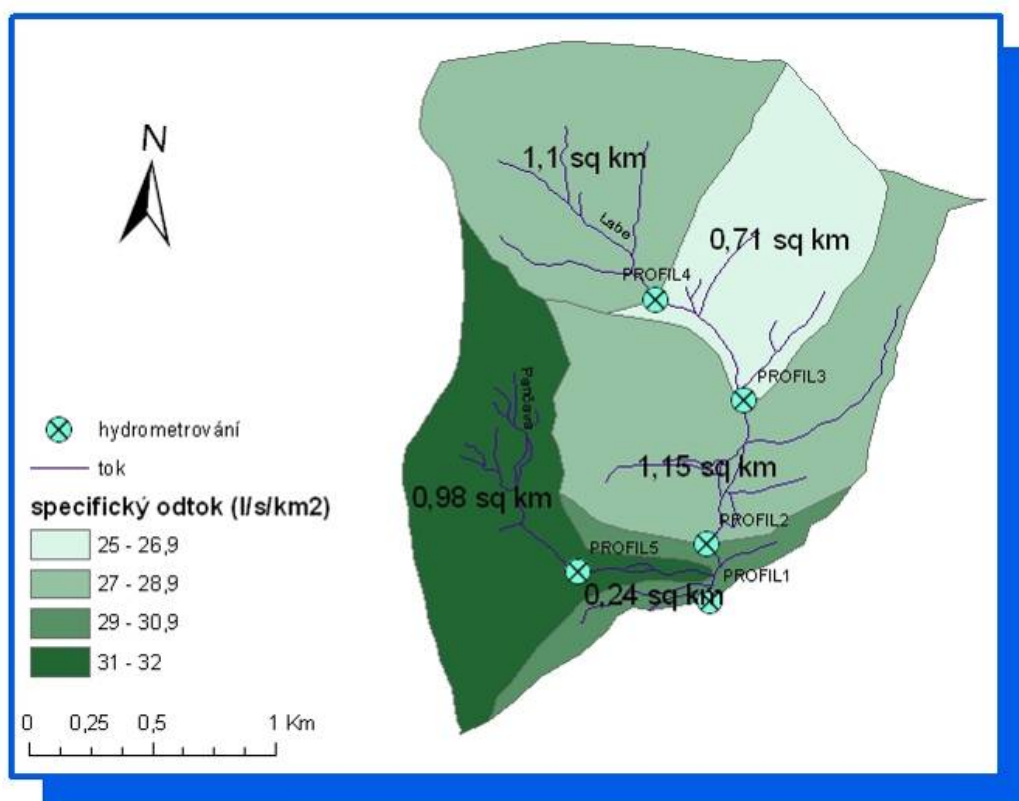
obr. 6.6. Podíl díl ích ploch profil

obr. 6.7. Podíl díl ích pr tok v profilu sondy



Ze ty m ení, kdy byly hydrometrovány všechny profily lze vypo ítat díl í specifické odtoky pro jednotlivá povodí. Hodnoty specifického odtoku se p íliš neliší, p esto lze jejich pr m rem získat p edstavu odtoku z povodí.

obr. 6.8. Specifický odtok z povodí a plochy povodí



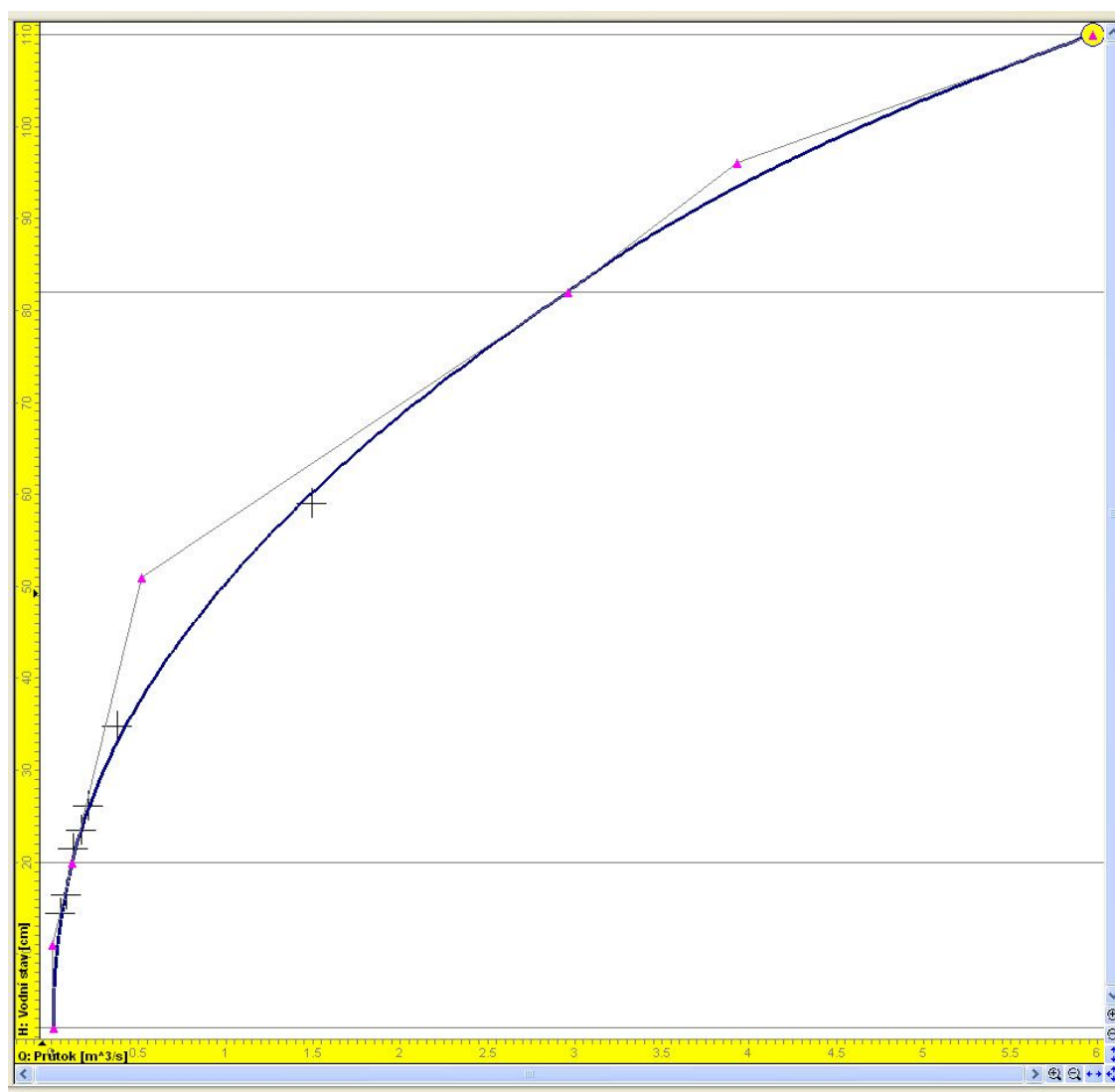
Zdroj dat: ZABAGED, HEIS, upraveno v ArcGIS

Z grafu a mapy je tak patrná těsná závislost průtoku na ploše povodí, která potlačuje výškové rozdíly. Vyšší hodnoty specifického odtoku povodí Pančavy jsou dány přítomností rašelinišť, které významně dotují odtok zejména v letních a zimních minimech. Naopak nižších hodnot dosahuje část povodí s vysokým sklonem a odhaleným skalnatým podložím, které není dostatečně schopné zadržovat srážky.

6.2. M R N Á K I V K A P R T O K

M r n á k i v k a vychází z 8 provedených hydrometrování v daném profilu a její tvar t s n souvisí s tvarem koryta v profilu. Pr toky nad 60 cm vodního stavu byly odvozeny z maximálních možných povrchových rychlostí v úseku toku a zároveň z dodatečného zmapování b e h koryta, na kterých byl patrný p echod povod ové vlny (slehlá vegetace, nánosy písku). P esto je m r n á k i v k a stále jen orienta ní a pro zp esn ní vztahu mezi hladinou a pr tokem je potřeba dalších terénních m ěn ěí.

obr. 6.9. Konstrukce m r n ě k i v k y v prost ěd ě WinZPV



Tvar konzump ní k i v k y odpovídá tvaru koryta v míst ě profilu, a proto musela být p edevším její horní i dolní ást manuáln ě upravena. Dno koryta je pom ěrn ě vyrovnané, p esto se v n ěm nacházejí v tší valouny, které sm ěrují proud toku do st ědu profilu, kde se tak nachází nejv tší hloubka a teoretický minimální pr tok tak nem ěže sonda zaznamenat.

Při dosažení 65 cm vodního stavu dochází k vyběžení toku z koryta do mechové terasy na pravém břehu. Při 100 cm dochází k rozšíření koryta přibližně o metr, což výrazně zvyšuje průtok korytem. K dalšímu výraznému skoku dochází přibližně po dosažení hladiny 100 cm, kdy hladina stoupne nad mechovou terasu a voda obtéká vzrostlý smrk na pravém břehu. Dále vyběžení jsou chomáče naplavené trávy v borůvkovém porostu a naplavené pískové lavice v různých úrovních, které se nacházejí na levém břehu za balvanem, na kterém je instalován hladinometr.

obr. 6.10. Inundační hranice v profilu hladinoměru



FOTO: L. Ducháček (28.7. 2009)

Nejvyšší naměřený
 pro tok $1,5 \text{ m}^3$ odpovídá 59 cm
 vodního stavu. Pro toky vyšších
 vodních stavů jsou odvozeny
 tak, že rozšířenému tvaru
 koryta byla píazena navýšená
 maximální naměřená
 povrchová rychlost a následně
 vypočítán pro tok. Pro stav 80
 cm byl odvozen pro tok $2,5$
 m^3/s , který byl ale navýšen na
 necelé $3 \text{ m}^3/\text{s}$, tak aby byl
 zachován ploší tvar křivky nad

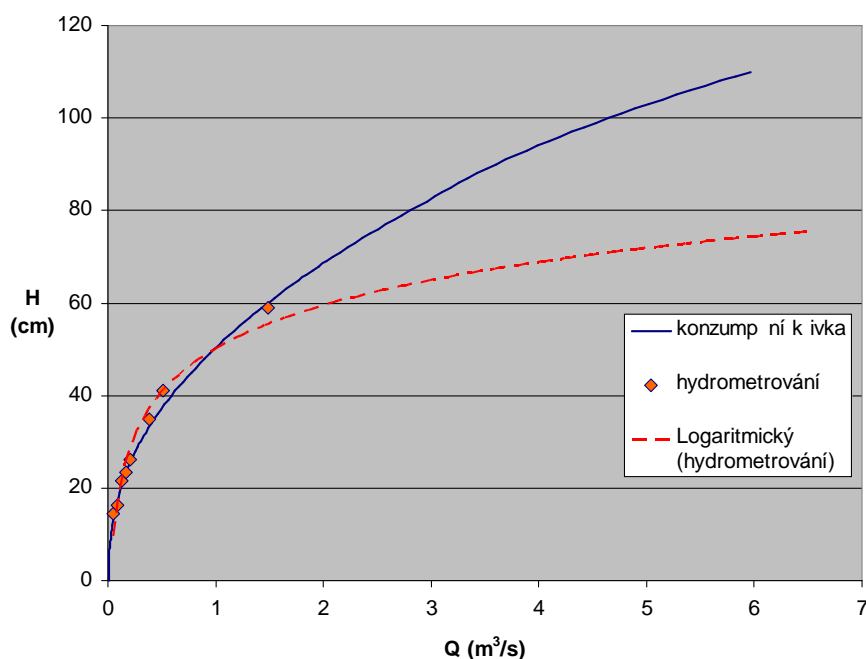
obr. 6.11. Prtok za stavu 59 cm



FOTO: L. Ducháček (30.5. 2009)

hladinou 60 cm. Pro toky nad 100 cm byly odvozeny obdobně, ale jejich zpětně pomocí
 hydrometrování je prakticky nemožné, protože za tak vysokého vodního stavu by použití
 hydrometrické vrtule bylo velmi komplikované až nebezpečné. Možným řešením by bylo
 použití ADCP, které měří prtok na základě sonaru a měření povrchových rychlostí.

obr. 6.12. Porovnání křivky sestavené v sw WinZPV a MS Excel



Při porovnání s proloženou logaritmickou křivkou je zřejmý velký rozdíl nad vodním
 stavem 60 cm, kde se logaritmická křivka již velmi zplošuje a nárůst pr toku s výškou hladiny
 neodpovídá tvaru koryta. Při vyšších položených vyšších stavů by se logaritmická křivka
 měla přibližovat křivce ze ZPV.

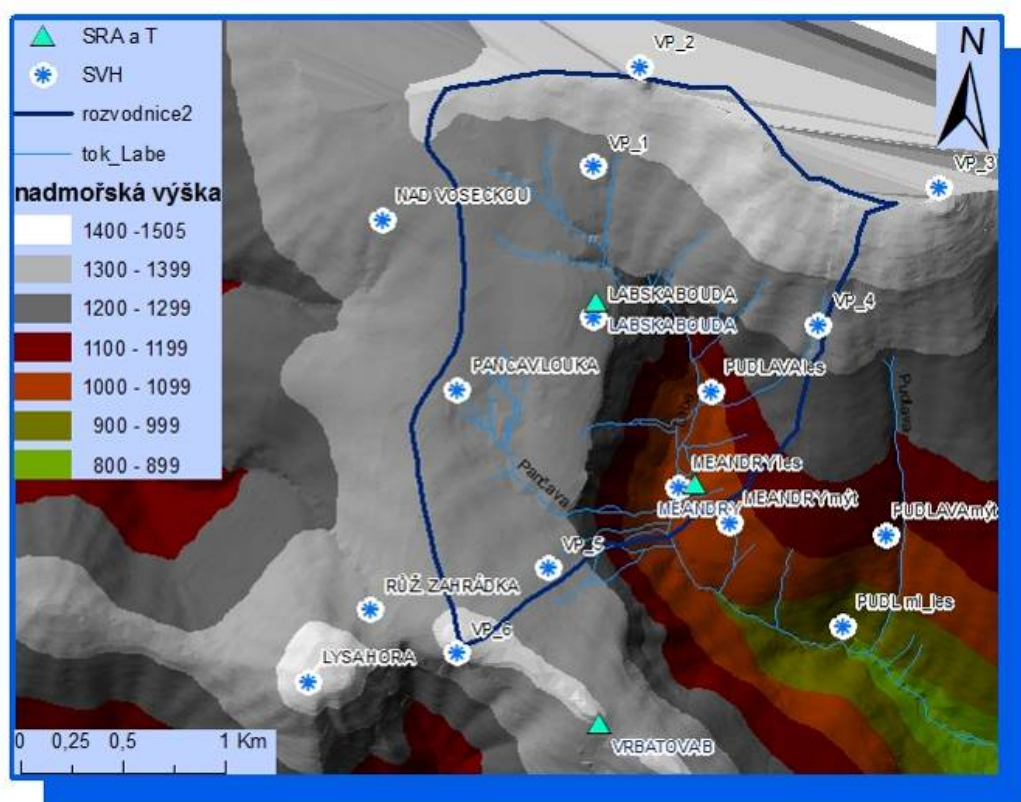
6.3. HODNOCENÍ ODTOKOVÝCH SITUACÍ

Jelikož sledovaná řada pr tok v Labském dole je velmi krátká, nelze charakterizovat odtokový režim pomocí tradičních statistických hydrologických metod jako je dlouhodobý pr tok (Q_a), průměrný roční pr tok (Q_r) nebo typické sezónní pr toky. Z těchto důvodů se v této práci nenachází ani tabulka M – denních a N – denních pr tok, jelikož by vzhledem ke krátké době pozorování nebyla objektivní a nelze tak ani určit, zda sledované hydrologické roky byly mimořádně vodné, či nikoli.

Pro přiblížení odtokových poměrů v povodí slouží zhodnocení rozdílných srážkových situací, ke kterým během roku dochází. Tyto situace můžeme rozdělit podle časového trvání od intervalů v rámci minut až hodin po několika týdenní tání snhové pokrývky v jarním období.

Níže popsané výsledky vycházejí z dat naměřených na meteorologických stanicích, srážkoměrech a snhových profilech, jejichž poloha je znázorněna na přiložené mapce.

obr. 6.13. Situační mapa snhových profilů a srážkoměrů



Zdroj dat: ZABAGED, upraveno v ArcGIS

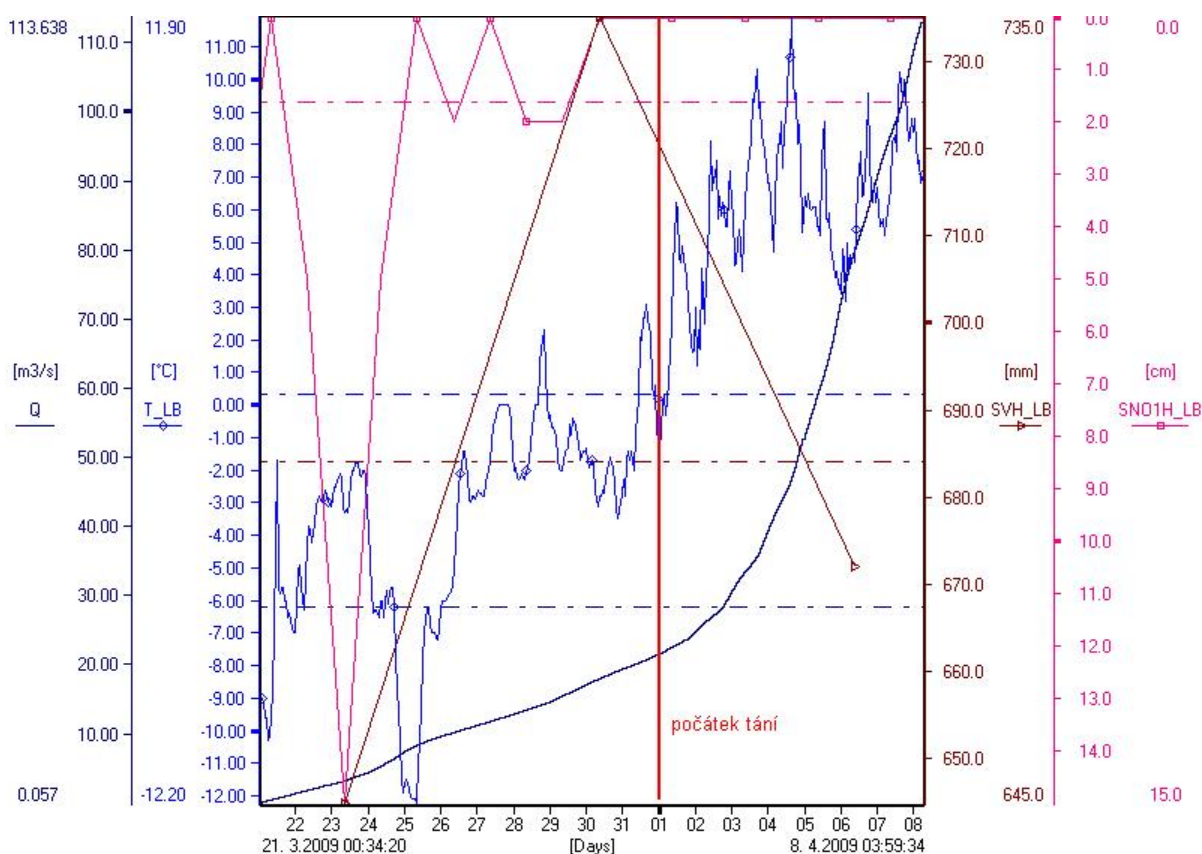
6.3.1. Jarní tání

Nejdelší období zvolené pro zhodnocení odtoku je jarní tání. Toto období je ohraničeno dvěmi charakteristickými situacemi. Za počátek definitivního úbytku snhové pokrývky lze označit prudký pokles vodní hodnoty snhu z posledního výrazného maxima, které je doprovázeno dlouhodobým nárůstem denních teplot nad bod mrazu a podstatným zmenšením výskytu snhových srážek. Tvar křivky průtok je zpočátku velmi rozkolísaný, protože se stídá období vyšších průtoků po intenzivním prohřátí povrchu s prudkým poklesem vodního stavu, zapříčiněného mrznutím během noci. Takto výrazná povodňová vlna se s úbytkem snhové pokrývky zplošňuje a s kulminací se postupně přibližuje času maximálních teplot. Tento rozdíl maximálních hodnot zpočátku dosahuje i 12 hodin, takže tání z polední kulminace Slunce se projeví až v nočních hodinách kolem půlnoci. Konečnou fázi jarní oblevy můžeme určit více znaky, ale pro potřeby této DP je nejvhodnější zvolit průtokové minimum, kde se již neprojevuje odezva průtoku na teplotách. Zároveň je nutno brát v potaz vliv dešových srážek. Pokud se tyto okolnosti odtoku sejdou souasně a ve vyšší intenzitě, může docházet k výskytu povodňů zimního typu způsobené táním snhové pokrývky (Langhammer, 2009). Tání i průběh odtoku mohou výrazně ovlivnit i vítr a srážky. Dešové srážky urychlují přeměnu snhových jader do kapalného stavu a zároveň strhávají zbytky rozmraženého snhu i z povrchového odtoku. Jak dále uvádí Hladný a Metjílek, 1999, je samotný odtok a následné povodně ovlivněny těmito faktory:

- 1) **intercepce** – zadržující účinek vegetace na padající srážky. Je dán druhem, hustotou a vývojovým stavem porostu, který může navíc zpomalovat pohyb vody na povrchu a tím prodlužovat dobu možného vsaku.
- 2) **detence** – schopnost zpomalovat odtok ze spadlých srážek naplňováním depresí terénu, což může vést k dočasné akumulaci většího množství vody v rovinném než ve sklonitém terénu.
- 3) **infiltrace** – vsak vody do podních vrstev a zvodní podzemních vod, který závisí na typu půdy, její mocnosti, pórovitosti, obsahu humusu a jejím nasycením vodou.
- 4) **objem říční sítě** – plnění koryt toků větším množstvím vody vtlačené do přilehlých podpovrchových částí břehové zóny v důsledku hydrostatického tlaku, a objemu rozlivů do inundačních území podél toku.

Jako příklad jarního odtoku vhodný pro porovnání byl zvolen časový interval 1.4. 2009 až 14.5. 2009. Toto období je ohraničeno maximem vodní hodnoty snhu na stanici Labská bouda, po kterém následovalo prudké oteplení až o 20 °C. Sledované období navíc bylo poměrně chudé na dešové srážky (celkově do 70 mm), takže za hlavní zdroj vody v tocích lze považovat především tající sněh. Konec období tvoří lokální minimum, jež je následováno vyšším úhrnem srážek.

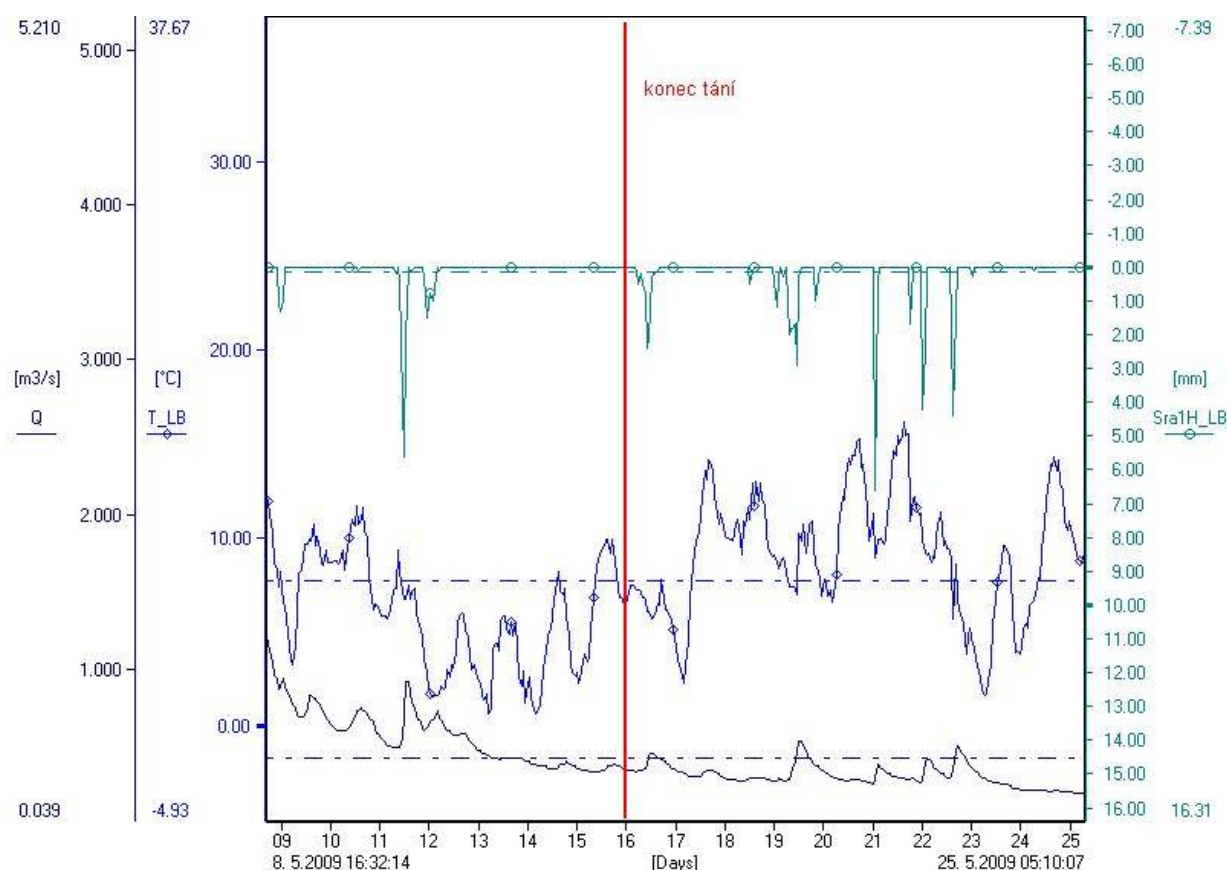
obr. 6.14. Počátek jarního odtoku.



(Q = kumulovaný průtok, T_LB = hodinové teploty, Labská bouda, SVH_LB = vodní hodnota snhu, Labská bouda, SNO1H_LB = nový sněh, Labská bouda, úhrn srážek – průměrná hodnota ve zobrazeném intervalu)

Zdroj dat: HMÚ, zpracováno v DEMAS

obr. 6.15. Konec jarního odtoku



(Q = hodinový pr tok, T_LB = hodinové teploty, Labská bouda, SRA1H_LB = srážky, Labská bouda, árkovan – pr m rná hodnota ve zobrazeném intervalu)

Zdroj dat HMÚ, zpracováno v DEMAS

Celkové množství odte ené vody (Q_s) se ur í vynásobením kumulativní hodnoty pr tok (Q) po tem sekund odpovídajícím jedné hodin (3600 s). Po átek období je vázán na terénní m ení vodní hodnoty sn hu (SVH) v povodí, které prob hlo v rozmezí 2 dn 7. a 8. 4. 2009. Jelikož úbytek sn hu b hem t chto dn je v porovnání s celou ádou zanedbatelný, je možné p ídit interpolovanou vodní hodnotu sn hu k ásu 00:00 9.4. 2009. Od tohoto ásu je zároveň zahájen sou et pr tok (Q) v záv rovém profilu. Porovnání vodní hodnoty a objemu odtoku by m lo potvrdit hypotézu, že tající sn h tvo í nejpodstatn jší zdroj vodnosti Labe v profilu hladinomu. Výsledkem je rovnice vodní bilance, která by m la co nejp esn ji odpovídat odtokovým pom r m b hem této situace.

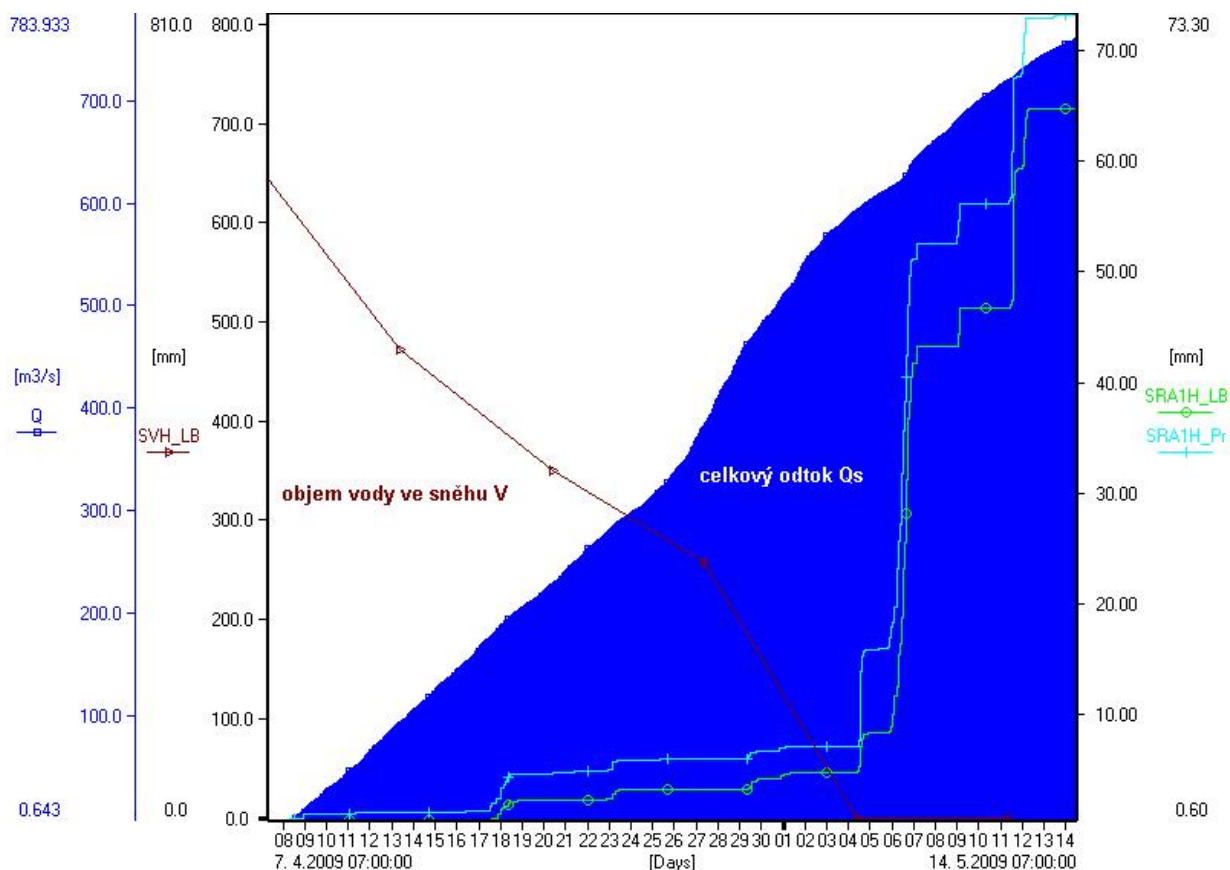
Suma na ítaných pr tok (Q) íní $758 \text{ m}^3/\text{s}$ a jelikož se jedná o hodinové pr m ry, je t eba tuto hodnotu vynásobit 3600, tedy:

$$Q_s = P \cdot Q \cdot 3600 = P \cdot Q \cdot 3600 = 2\,727\,321 \text{ m}^3 \dots(6.1.)$$

Dalším členem vodní bilance jsou spadlé srážky. Ty je možné vzhledem k jejich množství a rozložení v povodí zjednodušeně uvažovat jako průměrné celkové úhrny na Labské boudě a na dně dolů. Takto zprůměrovaný úhrn lze aplikovat na celé povodí:

$$S = \frac{P_{LB} + P_{DN}}{2} B P = \frac{0,0722 + 0,0642}{2} B 4\,180\,880 = 285\,554 \text{ m}^3 \quad \dots(6.2.)$$

obr. 6.16. Porovnání součtové křivky průtoků, srážek a vodní hodnoty sněhu



Z výše položeného grafu lze vidět, že odtávání sněhu ve sledovaném období probíhalo poměrně plynule a především nebylo ovlivněno výraznějšími srážkami, které se do začátku dubna téměř nevyskytovaly. Především duben 2009 vykazuje dlouhodobě bezoblačné počasí a minimum srážek v porovnání s ostatními měsíci. První chod stavu po sněhu zaznamenaný 3x denně na stanici Labská bouda je znázorněn níže.

tab. 6.3. Stav po así na klimatické stanici Labská bouda, duben a kv ten 2009

M	as	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
04	07:00	0	0	0	0	4	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	1	0	0	0	4	0	0	0	0	1	5	0	
04	14:00	0	0	0	0	4	2	2	0	0	0	0	1	0	0	0	0	2	4	1	0	0	1	4	0	0	0	0	0	1	1	
04	21:00	0	0	0	0	2	2	2	0	0	0	0	1	0	0	0	0	2	4	1	0	0	2	4	0	0	0	0	1	1	1	
05	07:00	0	0	0	4	1	6	4	0	0	2	6	4	0	1	0	6	1	2	6	0	1	2	2	2	1	0	6	0	7	6	6
05	14:00	0	0	0	4	2	6	4	2	1	2	6	0	1	1	1	6	1	6	2	2	1	6	1	1	0	0	1	7	7	6	6
05	21:00	0	0	1	4	6	4	4	2	1	2	6	0	1	1	2	6	1	6	2	2	2	1	1	1	0	2	1	7	7	6	9

zdroj dat: HMÚ

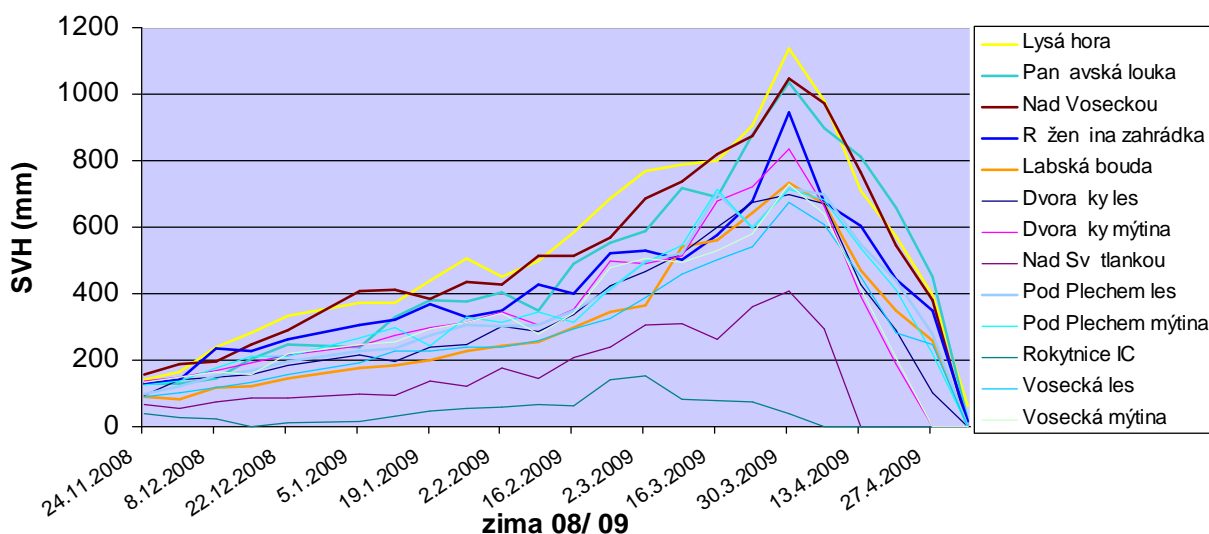
0	Jasno (množství obla nosti 0 až 2 desetiny)
1	Polojasno (množství obla nosti 3 až 7 desetiny)
2	Zataženo (množství obla nosti 8 až 10 desetiny)
3	Zví ený sníh nebo prach
4	Miha
5	Mrholení
6	Děš
7	Sníh nebo sníh s dešt m
8	P ehá ka
9	Bou ka blízká nebo vzdálená

zdroj: HMÚ, 2003

6.3.1.1. Sníh

Sn hová pokrývka b hem zimy 2008/ 2009 vykazovala pom rn vyrovnaný trend nár stu a úbytku, který nebyl narušen výraznými oblevami b hem zimy ani náhlým poklesem teplot b hem tání. Oblast povodí a jeho okolí byla b hem zimy podrobn monitorována pracovníky HMÚ Jablonec nad Nisou, a proto lze daty nam enými pro prognózní ú ely charakterizovat i pr b h sn hové pokrývky ve sledovaném povodí.

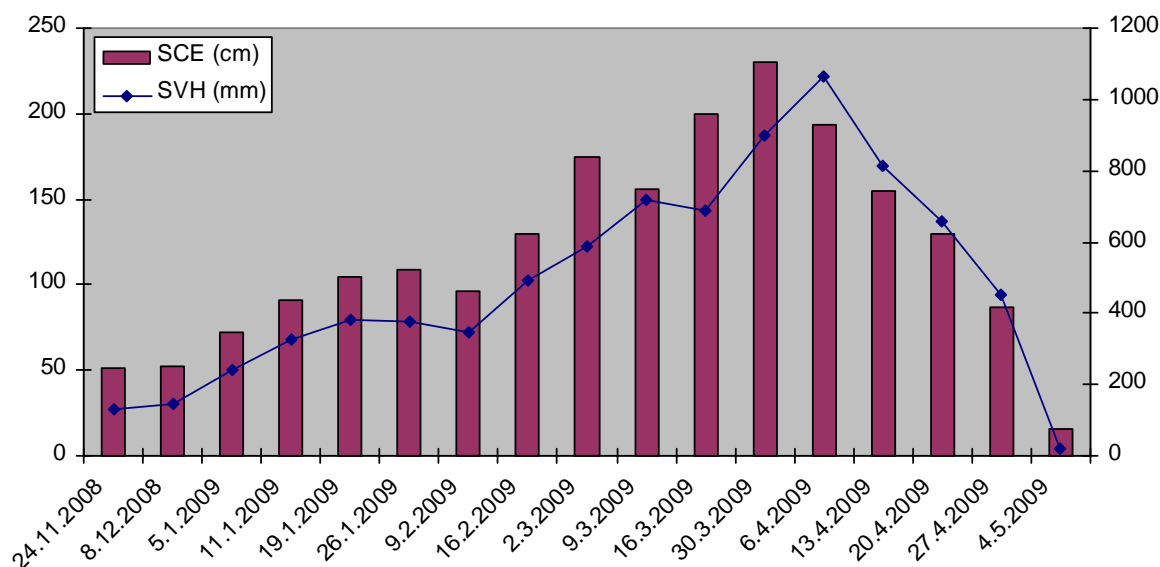
obr. 6.17. Vývoj vodní hodnoty sn hu na prognózních profilech HMÚ v zim 08/09



Zdroj dat: HMÚ

Ze sledovaných profilů se v povodí nachází profil Labská bouda a profil Panávská louka, který vykazoval společně s nedalekým profilem Nad Voseckou a vrcholovým profilem Lysá hora nejvyšší hodnoty SVH a SCE.

obr. 6.18. Průběh zimy na profilu Panávská louka



Zdroj dat: HMÚ

Nadprůměrné hodnoty jsou dány polohou v ploché oblasti uzavřené vysokými hřebeny, kde je sníh intenzivně transportován západními větry z Mumlavského dolu. Pohyb sněhu směrem k hranici vytváří mocné sněhové návoje, které se mohou v lavinové převisy.

obr. 6.19. Sněhový profil Panávská louka

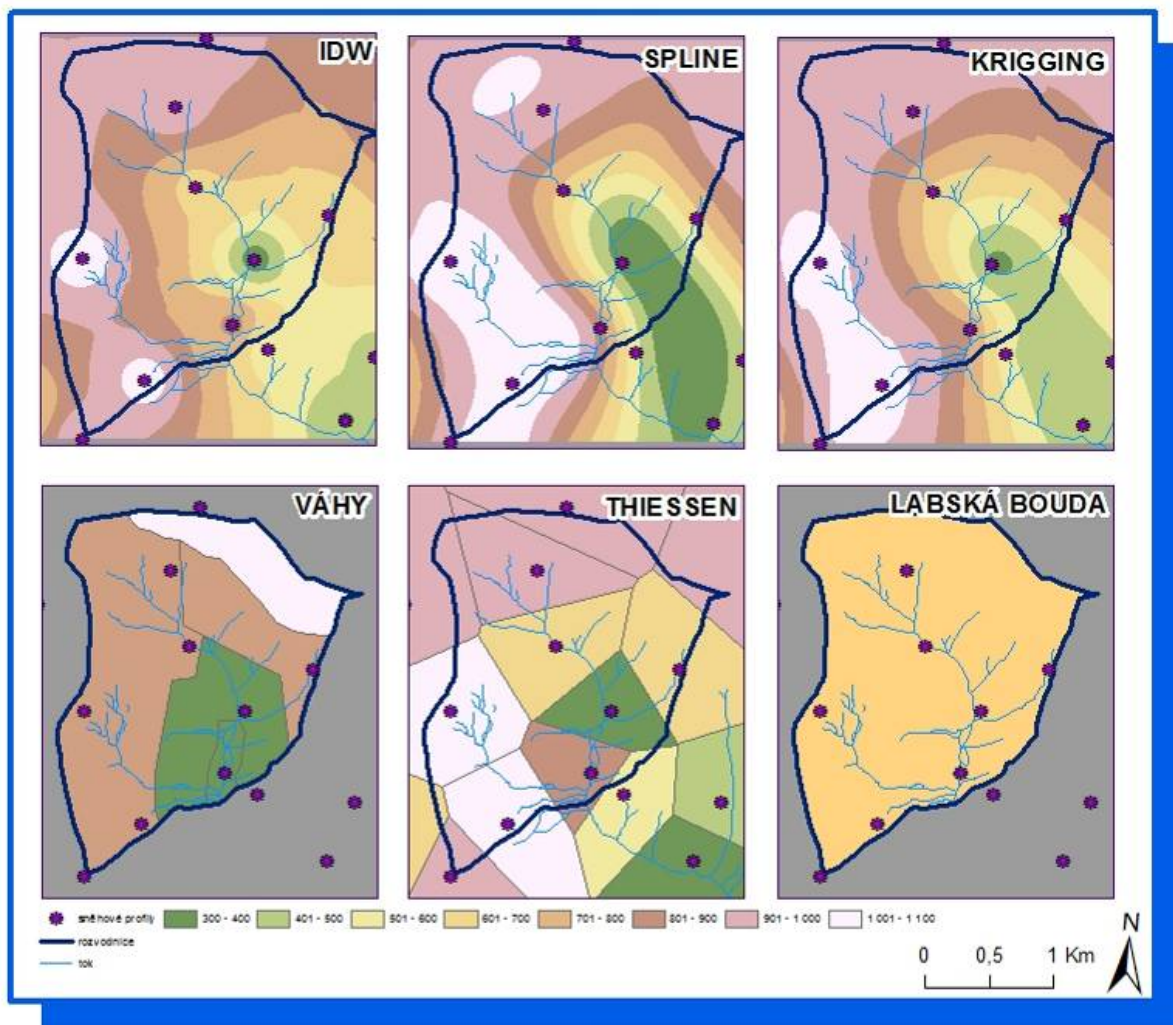


FOTO: L. Ducháček (7.4. 2009)

6.3.1.2. Interpolace vodní hodnoty sn hu

Prostorové i časové rozproštění sn hu v povodí je velmi proměnlivé a jeho modelace je ovlivněna mnoha faktory. Povodí Labe bylo podrobeno několika interpolacím v prostředí ArcGIS, které odhadují proměnlivost vodní hodnoty sn hu na základě pozemního měření v oblasti (viz kapitola 3.). Výsledkem je 6 generovaných map a tabulka obsahující 6 hodnot celkového množství vody v povodí.

obr. 6.20. Interpolace výstupy vodní hodnoty sn hu



Zdroj dat: HMÚ, vlastní měření, upraveno v ArcGIS, Spatial Analyst

Jednotlivé metody se snaží vystihnout rozložení sn hu specifickými atributy a výsledná hodnota objemu vody (W_1 a W_2) by po upravení v rovnici hydrologické bilance měla co nejblíže odpovídat množství vody (Q_s) odečteného v závěrovém profilu.

Základní interpolační metody IDW, SPLINE a KRIGGING poměrně objektivně obkreslují izoliniemi trog Labského dolu, kde dochází k prudkému poklesu hodnot. SPLINE a KRIGGING zároveň dosazují maximální hodnoty do poloh Panavské a Labské louky, kde

dochází k intenzivnějšímu ukládání sněhu a i obleva zde probíhá pomaleji, než na vrcholových oblastech. Z hlediska tvaru izolinií SVH a jejich polohy v terénu se nejvhodnější jeví metoda IDW, která mění profily rovnoměrně obklopuje kruhovými pásy. Naopak SPLINE a především KRIGING generují minima do ploché oblasti dna dolu, odkud je sníh odvíván a zároveň je nejvíce exponován slunečnímu záření. Celkově lze tedy z těchto metod považovat SPLINE za vizuálně nejobjektivnější metodu, což ovšem neznamená i nejlepší odhad objemu vody.

Další tři metody vycházejí z hodnot píčeným dílím polygonů, jejichž vahou je samotná plocha polygonu. U metody VÁHY je povodí rozděleno do pěti polygonů sestavených podle nadmořské výšky a sklonitosti terénu. Nejmenšímu a nejnižší položenému polygonu je píčena hodnota daná průměrem z profilu MEANDRY les a MEANDRY mýtina. Následuje polygon zahrnující úpatí svah trogu a jeho hodnota je průměrem SVH z Labské boudy a MENADRU les. Největší polygon pokrývá ploché oblasti od zlatého návrší po pramen Labe a je reprezentován průměrem hodnot z profilu na Labské boudě a Panavské louce. Jižní svahy Vysokého kola tvoří další polygon, jehož hodnotu vystihuje průměr z profilu Labská bouda a hodnotou z nedalekého prognózního profilu Lysá hora, který nadmořskou výškou náleží do daného polygonu. Hrubé části Vysokého kola a Violíku je píčena hodnota Lysé hory jako polygonu vrcholové oblasti.

Thiessenovy polygony rozprostírají síť polygonů se sobě popsaným v metodice DP. Při zblízném pohledu na mapu lze rozpoznat podobné rozložení hodnot jako u metod SPLINE a KRIGING. Mozaika srovnatelných velkých polygonů obsahuje minima nad meandry Labe a maxima naopak na Panavské louce.

Poslední mapka zahrnuje jen hodnoty z Labské boudy, které jsou aplikovány na celé povodí. Labská bouda svou polohou a nejlepší měření reprezentuje jakýsi geografický střed povodí, a proto jí lze považovat za teoretickou střední hodnotu hodnot SVH.

tab. 6.4. Statistický souhrn interpolací

metoda výpočtu	plocha (km ²)	MIN	MAX	AVG	STD	W ₁ (m ³)	W ₂ (m ³)	W ₁ - W ₂
IDW	4,18	354	1063	806	138	3341234	3371173	-29939
SPLINE	4,18	303	1114	849	214	3516496	3548008	-31512
KRIGING	4,18	357	1063	835	174	3458772	3489772	-31000
VÁHY	4,18	674	980	802	117	3467745	3352230	115515
THIESSEN	4,18	354	1063	826	217	3480316	3451477	28839
LABSKÁ BOUDA	4,18	672	672	672		2809551	2809551	0

Zdroj dat: ArcGIS, Spatial Analyst

Do tabulky jsou zahrnuty i minimální a maximální vodní hodnoty, které daná metoda vyinterpolovala. Z nich vyplývá, že k největším rozdílům hodnot dochází při použití metody

Spline a nejmenší p_i použití hodnot pouze z Labské boudy. Zde najdeme také nejmenší průměrné hodnoty, p_i blíže k 150 mm nižší, ale přesto stále velmi objektivní, protože absolutní maxima ostatních metod se plošně rozkládají na malém území, které výrazně neovlivní celkový objem. V tabulce je uvedena i směrodatná odchylka ze souboru interpolovaných dat, která p_i blíží ke homogenitě dat.

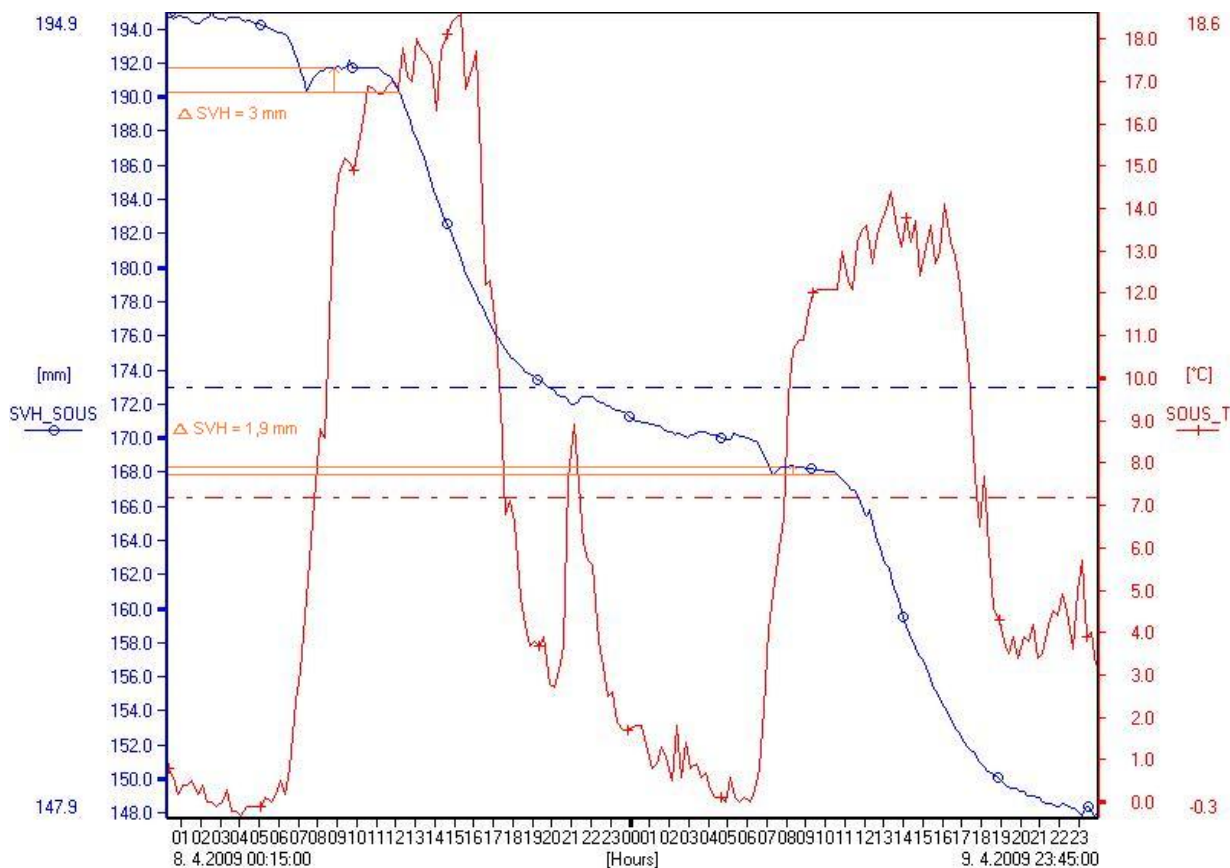
6.3.1.3. Výpar a kondenzace

Významnou složkou podílející se na celkové vodní bilanci situace jsou také procesy nad sněhem nad povrchem, kde dochází ke změně skupenství vody v závislosti na teplotních a vlhkostních podmínkách. Jedná se o sublimaci vrchní vrstvy sněhové pokrývky během insolace povrchu, desublimaci (kondenzaci) vodních par nad sněhovou pokrývkou a evaporaci, ke které dochází ke konci oblovy, kdy se tající voda drží na povrchu. Mezi tyto procesy můžeme zařadit i transpiraci vegetace, která ve sledovaném povodí hraje také podstatnou roli, přestože se jedná o nevýznamnou nezávislou oblast. Do transpirace je totiž započítávána i voda, kterou absorbují rostliny po odkrytí sněhu, a kterou v sobě shromažďují pro nadcházející vegetační období.

Ke kondenzaci (desublimaci) vodních par nad povrchem sněhu dochází v ranních hodinách, kdy dojde k prudkému nárůstu teplot z nočního a ranního minima. Nejvyšších hodnot dosahuje p_i inverzním stavu po sněhu, kdy je promrzlý povrch náhle prohříván ostrým Sluncem a vrstva p_i povrchu má nejvyšší možnou vlhkost. V procesu dochází k výměnou latentního tepla mezi povrchem a vzduchem, kdy je p_i tání spotřebováno 334,8 kJ/kg, které jsou následně uvolněny při mrznutí tavné vody (Jones, 1992). Výška sloupce nabytá tímto procesem se pohybuje v řádech jednotek (do 5 mm) a je v tloušťce rychle odmazána během denního tání. Přesto je takto navýšená vodní hodnota sněhové vrstvy hodnotným členem hydrologické bilance.

Odhad celkové sublimace během sledovaného období se dá odvodit z chodu teplot a SVH na sníhové pokrývce i Sommer, instalovaném na klimatické stanici Souš ve výšce 772 m n. m., který zaznamenává údaje v intervalu 10 min.

obr. 6.21. Záznam vodní hodnoty sněhu a teploty vzduchu na polštář i Sommer



Zdroj dat: HMÚ, upraveno v DEMAS

V grafu je kromě sledovaných hodnot naznačena i metoda odvození lokálního nárůstu vodní hodnoty. Takto odvozené hodnoty byly seřazeny v časovém intervalu odpovídajícímu době tání v povodí Labe. Výsledný průměr je vynásoben plochou povodí, čímž se získá přibližný objem kondenzovaných par (**K**).

$$K = \frac{\Delta SVH}{n_K} \cdot B \cdot n_{SSV} \cdot P = \frac{0,0101}{11} \cdot 23 \cdot 4180880 = 88274 \text{ m}^3 \quad \dots(6.3.)$$

Kde ΔSVH = rozdíl max. a min. hodnoty při ranní kondenzaci, n_K = počet dnů s pozorovanou kondenzací, n_{SSV} = počet dnů na stanici Labská bouda se slunečním svitem v trvání nejvíce 6 hodin, P = plocha sledovaného povodí.

P i porovnání s celkovým objemem sn hové pokrývky se jedná o necelá 3% celkové vody ve sn hu. Za reálného p edpokladu, že b hem dlouhodob stabilní meteorologické situace nad Jizerskými horami a Krkonošemi panovalo nad ob ma stanicemi stejné po así, lze usuzovat, že vzhledem k vyšší nadmo ské výšce Labské boudy je teplotní rozdíl b hem ranní kondenzace vyšší. To se projeví vyšší vlhkostí vzduchu, která umož ň uje rozsáhlejší kondenzaci a tím i podíl celkové kondenzace na hydrologické bilanci bude vyšší.

Výpar je definován jako objem vody nebo výška vrstvy vody vypa ené za ur itý asový interval z ur ité plochy. Proces sublimace je ovlivn n mnoha faktory, rozdíl teplot, vlhkost vzduchu, sm r a síla v tru, expozice v í Slunci a vlastnostech sn hového povrchu. K ur ení co nejp esn ější hodnoty sublimace ze sn hové pokrývky jsou pot eba data z detailního pr zkumu fyzikálních veli in, které se ú astní energetických vým n mezi povrchem a atmosférou. Tyto vlastnosti není možné zpracovat v rámci této práce, a proto je celkový výpar ur en na základ porovnání klimatických dat ze stanice Labská bouda a sn hom rných polštá instalovaných v Jizerských horách, jejichž výstup lze zobecnit i na zkoumané povodí. Hodnoty sublimovaného objemu vody lze tedy považovat pouze jako orienta ní, jelikož poloha i klimatické vlastnosti Souše a Labské boudy jsou rozdílné. P esto z nich lze získat p edstavu o celkovém objemu, jehož hodnotu je pot eba zp esnit dalším pozorováním.

Ur ení výparu ze sn hové pokrývky je obecn velmi složité a specifické a stanice HMÚ vybavené výparom rem nem í b hem zimní sezóny. Hodnotu výparu nelze ani obecn postihnout rovnicí, jelikož faktor ovliv ujících intenzitu výparu je p íliš mnoho, a proto je vztah vždy dopln n empirickými koeficienty.

obr. 6.22. Korela ní koeficienty mezi výparem a klimatickými veli inami

Variable	Symbol	Correlation coefficient with evaporation		
		All observations		Observations for snowmelt period
		daytime (107 obs.)	night-time (103 obs.)	daytime (57 obs.)
Snowmelt	M	-0.20	-0.09	-0.32
Mean temperature	T	-0.06	0.04	-0.28
Maximum temperature	T_{\max}	-0.01	0.10	-0.12
Minimum temperature	T_{\min}	-0.18	0.00	-0.51
Dewpoint temperature	T_d	-0.52	-0.15	-0.90
Total radiation	R_t	0.64	0.37	0.70
Net radiation	R_n	0.33	-0.18	0.26
Relative humidity	r	-0.76	-0.57	-0.83
Saturation deficit	d	0.61	0.59	0.65
Difference of vapour pressure between snow surface and air	$e_s - e_a$	0.80	0.65	0.85
Wind velocity	v	0.35	0.04	0.37
	\sqrt{v}	0.35	0.07	0.37
	v^2	0.33	-0.00	0.36
	$\log v$	0.34	0.05	0.36

Zdroj: KURSISTA, LEMMELÄ (1974)

Výsledky výzkumu finských hydrologů Kursista a Lemmelä (1974) p. 100 naznačují jistou závislost, když dlouhodobým měřením odparu ze snhové pokrývky dospěli k jisté závislosti na teplotě rosného bodu ($R = -0,9$). Finští kolegové vycházejí s rovnicí, která poměrně přesně odhaduje míru výparu (E) v závislosti na teplotě rosného bodu (T):

$$E = 0,10BT + 0,02 \quad \dots(6.4.)$$

Vhodnost této rovnice pro podmínky českých hor je však nutno ověřit obdobným pozorováním na našem území a podložit ji přesnými vlhkostními údaji.

Zároveň lze vycházet z dosažených průměrných hodnot výparu, které byly vypočteny z jarních oblev během let 1969 až 1973. Z těchto průměrů lze aplikovat poměr denního výparu (0,26 mm) a nočního výparu (0,03 mm), který může být i 8x menší. Jisté limitní hodnoty výparu poskytuje níže položená tabulka, která určuje průměrné denní hodnoty výparu pro vybrané oblasti světa. Jelikož výpar ze snhu je přibližně 4x nižší než výpar z půdy a podstatně nižší než v letním období, lze usuzovat, že výpar ze snhové pokrývky v našich horských podmínkách by během jasných dnů neml překročit 3 mm/ den. To potvrzuje i DENMEAD, 1969, jež popisuje obdobnou hodnotu arktické tundry a alpským polohám do 2 500 m n. m.

obr. 6.23. Evaporace nad povrchem s typickou vegetací

	Daily E (mm day ⁻¹)	Hourly E (mm h ⁻¹)
Central England	January 0.2 April 1.3 (3) July 3 (6)	— — 0.25
Continental Europe	Summer 5	—
European Alps { – 500 m elevation	Summer 4.5 (9)	—
(bright days only) { – 2500 m elevation	Summer 3.8 (8.2)	—
Arctic tundra – meadow	July 2 (3)	—
USA great plains	July 6 (10–12)	— (1.0)
North Nigeria	July 5	—
South East Australia	Summer 5.6 (9–10)	0.4 (0.9)

Zdroj: Denmead, 1969

Podíl výparu ze snhové pokrývky v celkové hydrologické bilanci se tak získá vynásobením plochy povodí (P) průměrným denním výparem (E_{\max}) a počtem dní oblevy (n). Jelikož se během sledovaného období vyskytovaly z 62 % dny se slunečním svitem nad 6 hodin a průměrná teplota se pohybovala kolem 8 °C, je možné odvodit celkový objem výparu z maximální určené hodnoty 3 mm/ den. Získáme tak:

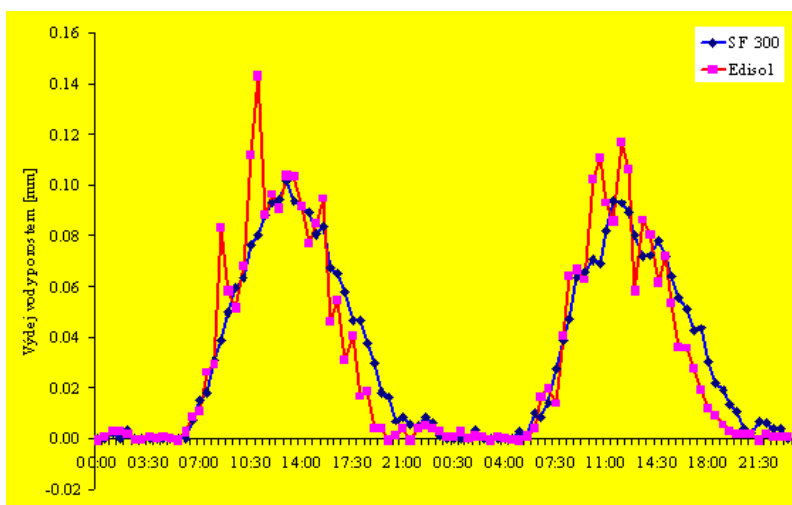
$$E = E_{\max} \cdot n \cdot P = 0,003 \cdot 37 \cdot 4\,180\,880 = 464\,077 \, m^3 \quad \dots(6.5.)$$

6.3.1.4. Transpirace

Transpirace je fyziologický proces, v němž je voda přijatá kořenovou rostlinou vydána do atmosféry v plynné formě přes průduchové otvory, malá část vody může být rostlinou vypařena i přes pokožku (např. přes kůru, asi do 10%). Jen malá část vody při tomto procesu v rostlině zůstane (asi 2%), ale orgány rostliny (např. list, dřevina) jsou však vodou značně nasyceny (asi 60% vlhkosti) (POKORNÝ, 2000).

Ve sledovaném území během jarní obilí je možno transpiraci zredukovat na pohlcování vody ze sněhu porostem. Vodní bilance porostu je totiž z pohledu obilí značně pozitivní, jelikož organismy pouze absorbují vodu, ale nedokážou ji transpirovat zpět do atmosféry, kvůli mocné vrstvě sněhu a nízkým teplotám. V pozdější fázi obilí se však porost postupně odhaluje a dochází k výparu v podobě výparného tepla (latentního). Výpar (tedy i transpirace) je funkcí parametrů atmosféry a tepelné bilance povrchu, hlavním hybatelem v tomto procesu je rozdíl vodních potenciálů, tedy síly, jakou je voda vázána v daném prostředí – půda, rostlina, atmosféra.

obr. 6.24. Výdej vody mladého smrkového porostu v průběhu dvou vybraných dní stanovený metodou tepelných pulsů (SF 300) a vířivé kovariance (Edisol)



Zdroj: [www.usbe.cas.cz]

Z výzkumu AV R vyplývá, že maximální transpirace u mladého smrkového porostu je 0,1 mm. Jak uvádí Tesař a kol., (2004), různé vegetační kryty (kle, smrkový les, louka) transpirují velice podobně, pokud mají dostatek vody v půdě. Hodnotu transpirace lze tedy aplikovat na celé povodí, ale je jí potřeba značně snížit, jelikož exemplární naměření transpirace probíhala ve vegetačním období a při delším intervalu denního svítla (viz graf). Vzhledem k těmto okolnostem byla zvolena poloviční hodnota max. transpirace, tedy 0,5 mm, která je vynásobena po tem hodin s neintenzivnějším slunečním zářením, což v našem případě

odpovídá 6 hodinám. Denní suma transpirace modifikované pro sledované povodí tak činí 3 mm. Hodnota poměru blíže odpovídá výzkumu Kremlera (2003), který udává pro lesní porost od vypařování vody transpirací do 5 mm za 24 hodin při bezsrážkovém a slunném průběhu počasí. Jelikož podmínky k transpiraci byly vhodné až ke konci jarního tání, kdy se objevovaly srážky a převládalo oblačné počasí, je námi zvolená hodnota nižší. Celková transpirace E_{tr} použitá v konečné bilanci je počítána pouze pro dny oblevy s výškou sněhu pod 0,3 m v profilu Panávská louka. Při takto zvolené výšce lze předpokládat, že podstatná část vegetace klece a smrku již byla odhalena. Vymezené období trvá 11 dní od 4.5. do 14.5. 2009.

$$E_{TR} = E_{trmax} \cdot B_n \cdot B_P = 0,003 \cdot 11 \cdot 4180880 = 137969 \text{ m}^3 \quad \dots(6.6.)$$

6.3.1.5. Hydrologická bilance povodí

Celkovou rovnici obsahující vodní bilanci lze upravit z bilanční rovnice pro jezera (Netopil, 1984):

$$Q_r + Q_p + S + K - Q_r - Q_p - E - E_{tr} = F \cdot W \text{ m}^3 \quad \dots(6.7.)$$

kde Q_r = vtok říční vody [m^3], Q_p = vtok podzemní vody [m^3], S = spadlé srážky na plochu povodí [m^3], K = kondenzace par ze vzduchu [m^3], E = výpar [m^3], E_{tr} = transpirace [m^3]

Pro naše použití, vyjádříme odtok říčním korytem ze sněhové pokrývky a dostaneme úpravou zjednodušenou rovnici:

$$Q_s + Q_p + E + E_{tr} = W + S + K \text{ m}^3 \quad \dots(6.8.)$$

Jelikož porovnáváme odečtené množství vody se spadlými srážkami, je pro přehlednost vhodnější rozdělit rovnici podle faktorů ovlivňujících jednotlivé složky, tedy:

$$Q_s + Q_p = W + S + K - E - E_{tr} \text{ m}^3 \quad \dots(6.9.)$$

kde Q_s = objem říčního odtoku, Q_p = objem podzemního odtoku, W = objem vody ve sněhové pokrývce, S = úhrn srážek, K = kondenzace a desublimace par ze vzduchu nad sněhovou pokrývkou, E = celkový výpar

Po dosazení dílčích veličin získáme tyto hodnoty:

$$2727321 + Q_p = W_{prum} + 285554 + 88274 - 464077 - 137969 \text{ m}^3 \quad \dots(6.10)$$

$W_{prum} = \frac{1}{6} \sum_{i=1}^6 W_i$ z interpolovaných hodnot W_i , tedy $\frac{1}{6} \sum_{i=1}^6 W_i$ a získáme:

$$2\,727\,321 + Q_p = 3\,345\,686 + 285\,554 + 88\,274 + 464\,077 + 137\,969 \quad m^3 \quad \dots(6.11)$$

$$2\,727\,321 + Q_p = 3\,117\,468 \quad m^3 \quad \dots (6.12)$$

$$Q_p = 390\,147 \quad m^3 \quad \dots (6.13.)$$

Porovnáním povrchového a podzemního odtoku získáme vzájemný podíl těchto složek:

$$\frac{Q_p}{Q_s} = \frac{390\,147}{2\,727\,321} = 0,14 \text{ t } 14 \% \quad \dots (6.14)$$

Z výsledků hydrologické bilance vyplývá, že podzemní odtok dosahuje hodnoty 1/7 odtoku korytem. Tuto hodnotu je třeba upravit dalším výzkumem v terénu, především vlivem rašelinišť jejich zadržování vody jak na plošinách Panavské a Labské louky, tak na dně trogu v ploché oblasti meandr. Zde se totiž předpokládá poloha reliktního glaciálního jezera, jehož pánev pravděpodobně velmi ovlivňuje hladinu podzemní vody.

Ostatní složky hydrologické bilance představují průměrné hodnoty odvozené na základě přírodních podmínek v povodí. Jejich bližší poznání podložené vztahem podstaty a měření bylo zprůměrováno dosažený výsledek, jehož odchylka od stávající hodnoty by však neměla přesáhnout 5 %.

Přehlednější dojem o celkovém podílu jednotlivých složek získáme při převedení objemu na sloupec vody rovnoměrně rozprostřený po povodí. Na levé straně rovnice tak získáme ztrátové složky povodí a na pravé straně přítok vody v povodí:

$$H_{os} + H_{op} + H_e + H_{et} = \Delta H_W + H_S + H_k \quad mm \quad \dots(6.15.)$$

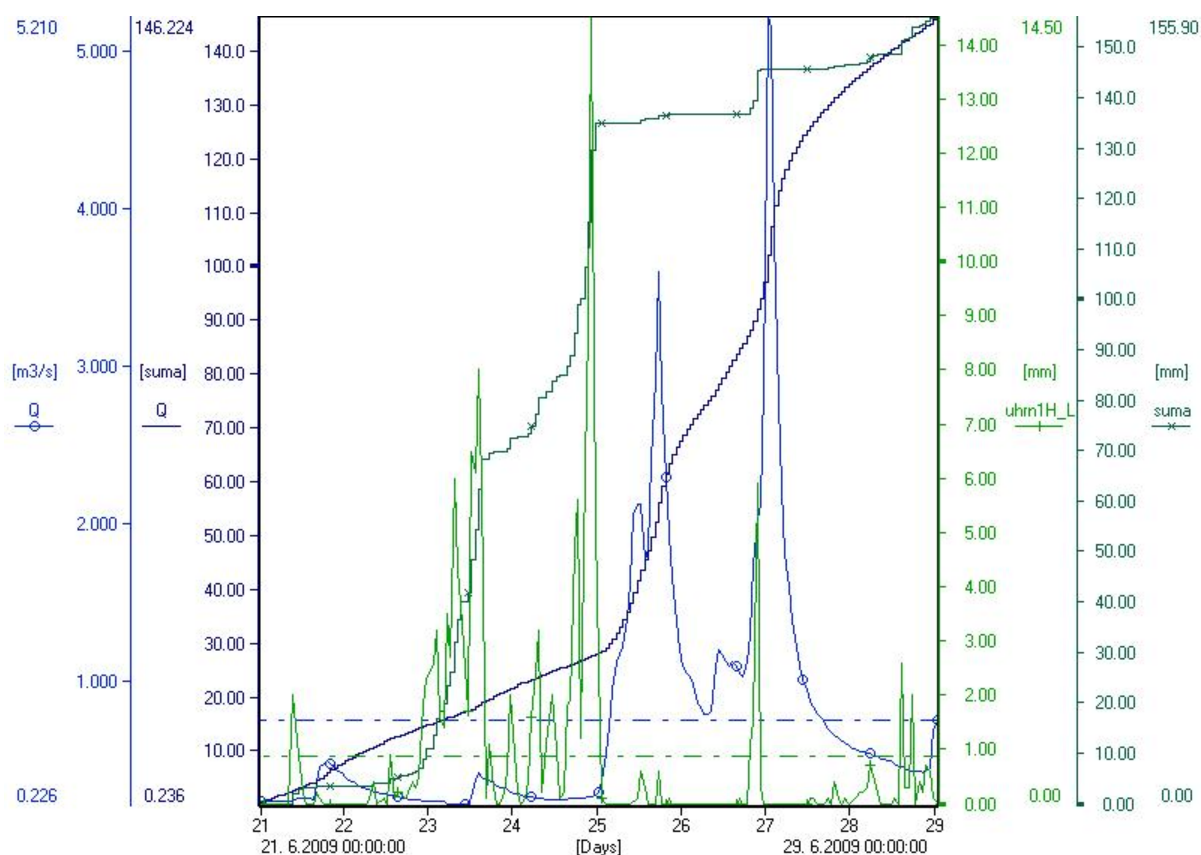
$$652 + 126 + 32 + 11 = 800 + 68 + 21 \quad mm \quad \dots (6.16)$$

$$81,5 + 16,75 + 4 + 1,3 = 100 + 8,5 + 2,6 \% \quad \dots (6.17.)$$

6.3.2. Bouřkové situace

Opakovaným časovým obdobím, kdy lze charakterizovat režim odtoku ze sledovaného povodí, jsou intenzivní příchvalové deště, které působí v řádu hodin. Jejich srážkový objem je však natolik mohutný, že právě za těchto situací dochází k nejnebezpečnějším povodním (flash floods) a hladiny řek dosahují nejvyšších vodních stavů.

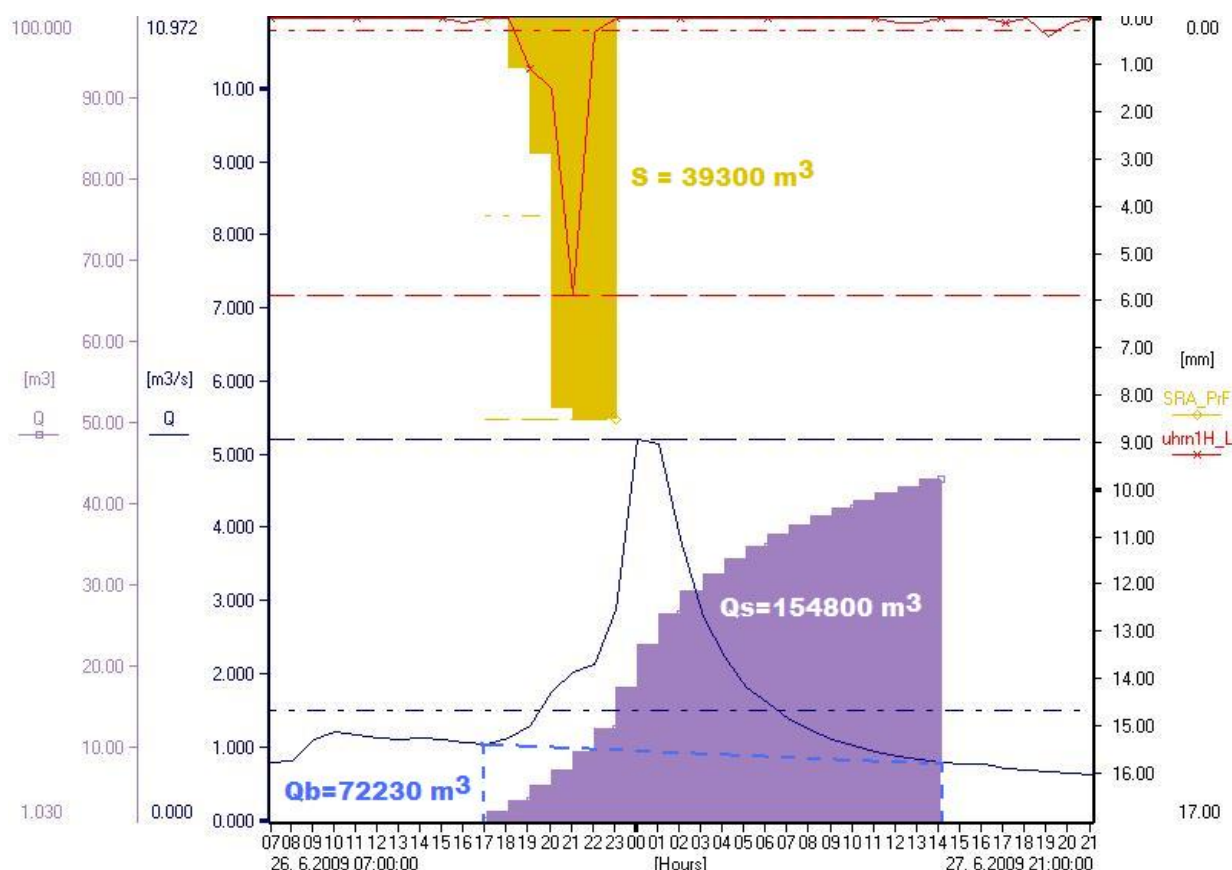
obr. 6.25. Průběh bouřky na konci června 2009



Zdroj dat: HMÚ

Nejnebezpečnějším obdobím výskytu bouřek byl konec června a začátek července 2009, kdy byl zaznamenán také nejvyšší vodní stav v profilu hladinoměru. Tato kulminace nastala 27.6. v 0:00, kdy byl naměřen vodní stav 104 cm, který byl na základě měření křivky převeden na průtok o hodnotě $5,2 \text{ m}^3/\text{s}$. Z grafu je patrné, že tato kulminace trvala 2 hodiny a její nástup byl stejně rychlý jako její pokles.

obr. 6.26. Srážkové úhrny a odtok za bou ky 27.6. 2009



Zdroj dat: HMÚ

V grafu jsou vyneseny křivky hodinových průtoků v profilu hladinoměru a srážkových úhrnů na Labské boudě. Z nich je patrná hodnota kulminace a časový rozdíl mezi maximální srážkou a kulminací toku, který činí 3 hodiny. Jelikož sonda zaznamenává hladinu pouze každou hodinu, lze předpokládat, že absolutní kulminace byla ještě vyšší.

Graf obsahuje i souřadnice odpovídající době kulminace a objemy odtoku jsou vypočteny dle metody Bousinesquovy (Kučík, 2002). Pro průtoky je vymezena nejnižší stav před nárůstem hladiny a končí ve spodní části výtokové nádrže, v době, kdy se vyskytla další srážková situace. Celkový objem vody odtčený za tuto dobu je ovlivněn delším srážkovým obdobím mezi 22. a 25. červnem, kdy na Labské boudě spadlo více než 130 mm srážek, které do popisované bouře nestihlo odtéct. Odtok z této srážkové periody bylo nutné odečíst od kulminčního odtoku.

$$Q_b = \frac{Q_{max} - Q_{min}}{2} \cdot B_{3600} \cdot B_n = \frac{10.972 - 0.704}{2} \cdot B_{3600} \cdot B_{22} = 72\,230 \, m^3 \quad \dots(6.17.)$$

Ode tením této hodnoty od celkového objemu odtoku (Q_s) dostaneme objem odtokového množství vody způsobené bouřkovými úhrny v povodí. Tento objem můžeme následně porovnat s úhrnem srážek na Labské boudě, předpokládaným na celé povodí.

$$Q_{kulm} = S_{LB} \quad \dots (6.18.)$$

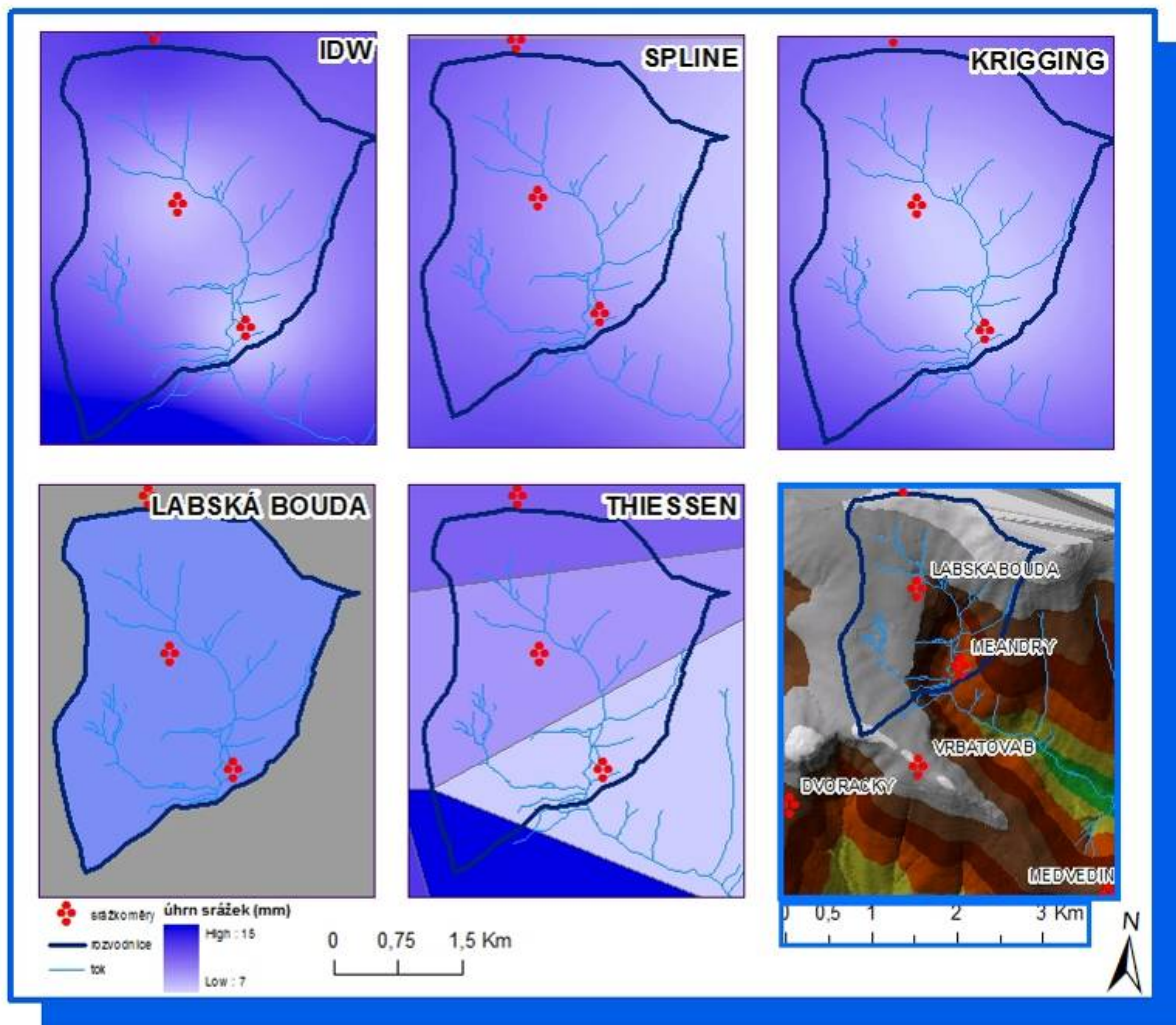
$$Q_s @ Q_b = H_{sLB} B P \quad \dots (6.19.)$$

$$154\,800 @ 72\,230 = 0,0094 B 4\,180\,880 \text{ } m^3 \quad \dots (6.20.)$$

$$82\,570 = 39\,300 \text{ } m^3 \quad \dots (6.21.)$$

Výsledná hodnota objemu srážek je přibližně dvakrát menší než odhadnutý odtok, způsobený touto srážkou. Tento podíl je poměrně známý a jeho příčinu je potřeba hledat v plošném rozložení srážek. To bylo provedeno obdobně jako pro rozložení vodní hodnoty v prostředí ArcGIS pomocí interpolačních metod nástroje Spatial Analyst. Jako zdrojová data posloužily hodinové srážkové úhrny ze srážkoměrů na Labské boudě a Dvoračkách (HMÚ), Vrbatovské boudě (KRNP), Medvědí (PLA) a meandru Labe (PFUK). Vzhledem k pozici těchto srážkoměrů, bylo potřeba vytvořit virtuální profil VP_1, aby bylo interpolací pokryto celé povodí. Hodnota virtuálního profilu byla určena průměrem dat z Labské boudy a Vrbatovské boudy. Jelikož se předpokládá, že bouřka pohybující se od JV ztrácí postupem k severu svou intenzitu na hřebenu Zlatého návrší, je hodnota virtuálního profilu nižší než na Vrbatovské boudě, ale vyšší než na Labské boudě vzhledem k vyšší nadmořské výšce.

obr. 6.27. Interpolace výstupů srážkových úhrnů



Zdroj dat: HMÚ, upraveno v ArcGIS, Spatial Analyst

Mezi metody byly zahrnuty i Thiessenovy polygony a dříve pořízená jednotná hodnota Labské boudy a jejich objemy jsou uvedeny v následující tabulce:

tab. 6.5. Statistický souhrn interpolací

metoda výpočtu	plocha (km ²)	MIN	MAX	AVG	STD	W ₁ (m ³)	W ₂ (m ³)	W ₁ - W ₂
IDW	4,18	9,2	13,6	10,6	0,8	44004	44150	-147
SPLINE	4,18	6,7	14,0	9,8	1,7	41195	40973	222
KRIGGING	4,18	9,2	14,0	10,7	1,0	44601	44777	-177
THIESSEN	4,18	9,2	15,2	11,5	3,0	42163	47871	-5708
LABSKÁ BOUDA	4,18	9,4	9,4	9,4	0,0	39300	39300	0

Průměrná hodnota W_1 činí 42 253 m³, což odpovídá přibližně polovině průměrného $Q_{kulm.}$. Pokud bereme v úvahu jistou retenční schopnost povodí, je možné konstatovat, že objem efektivních srážek způsobující vzdušní hladiny by byl ještě menší. Příčinou takto velkého rozdílu je nutno hledat především v nepřesné interpolaci, kdy jádro nejvyšších srážkových

úhrn bylo mimo sledované srážkom ry, což podporuje i nízká hodnota maximálních hodinových úhrn . Jak se uvádí ve zpráv Hlásné a p edpov dní služby HMÚ, nejv tší srážkové úhrny této situace byly nam eny v oblasti Kladska a to až 100 mm/6 hod. Je tedy pravd podobné, že celkové srážkové úhrny v oblasti povodí byly podstatn vyšší, než zaznamenaly instalované srážkom ry. Možným vysv tlením je také vysoká rychlost v trůb hem bou e strhávající vertikáln padající srážky, které se tak nemohou v plné mí e hromadit ve sb rné nádob srážkom ru.

6.3.3. Dlouhodobé srážky

Z hlediska srážkových úhrn , které jsou asov rozd leny do n kolik dn , je velmi obtížné ur it hydrologickou bilanci, protože nelze p esn postihnout jednotlivé srážkové periody a jejich vliv na pr tok v koryt . K postihnutí t chto situací je pot eba hustší sí srážkom r a p edevším sledování podzemní hladiny vody, pomocí jíž je možné ur it reten ní kapacitu povodí, kterou výrazn ovliv ují p ítomná rašeliništ .

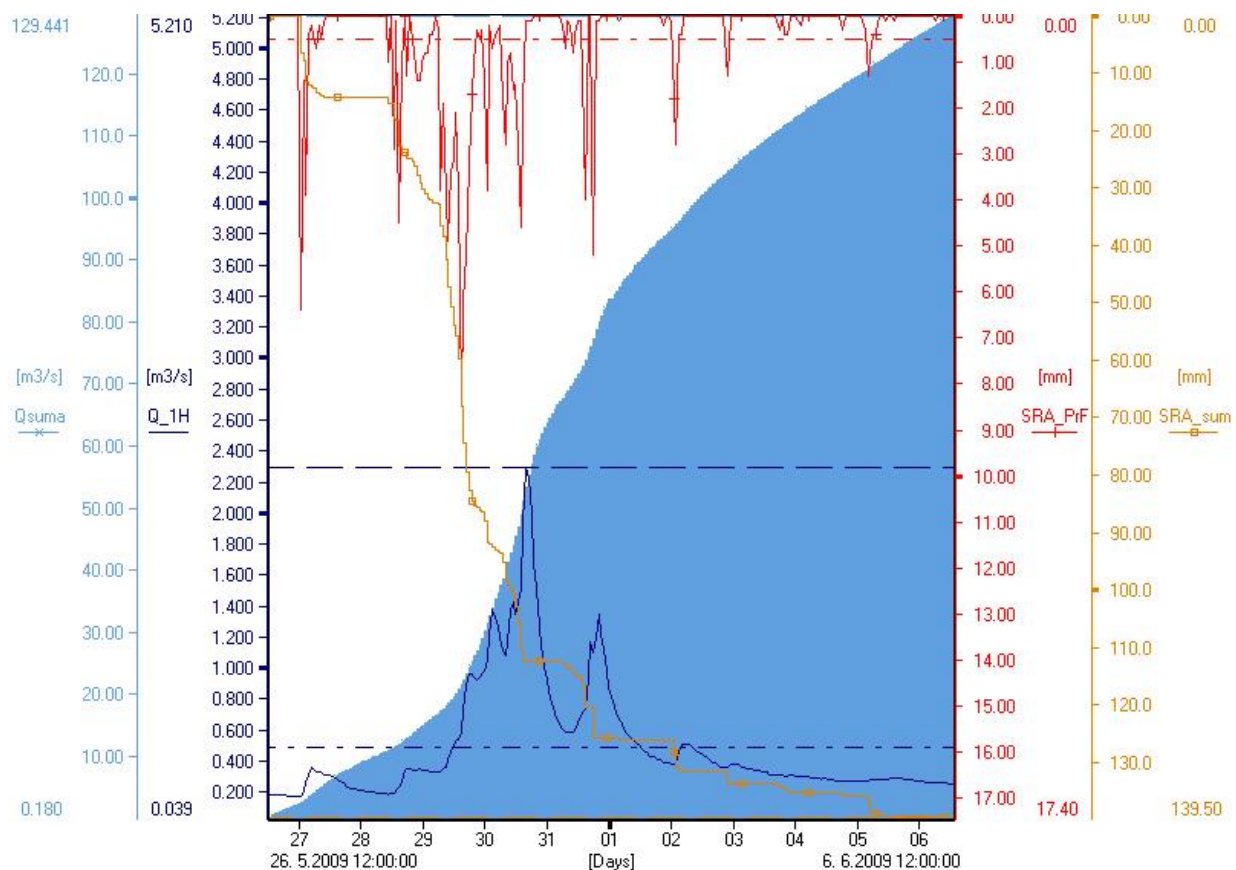
Jistý p ehled o závislosti pr tok na vícedenních srážkách nazna uje obr. 6.29., který vykresluje pom rn intenzivní srážkové období od 27.5. 2009 do 6.6. 2009. B hem srážkové situace byl zaznamenán druhý nejvyšší kulmina ní pr tok ve sledovaném profilu ($2,3 \text{ m}^3/\text{s}$) a také nam en pr tok $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$ pomocí hydrometrické vrtule.

obr. 6.28. Kulmina ní pr tok v oblasti meandr Labe



FOTO: L. Duchá ek (30.5. 2009)

obr. 6.29. Průběh srážkové epizody



Zdroj dat: HMÚ

Z grafu lze vypočítat postupné přibližování kulminací a maximálních srážkových úhrnů, což je způsobeno rostoucím nasycením retenční kapacity povodí. Rozdíl těchto maximálních způsobů 2 hodiny, ovšem po dosažení kulminace (30.5. 15:00) již maxima jednotlivých povodňových vln odpovídají hodině času maximální srážky.

Při porovnání celkového odtěčeného množství vody za toto období Q_s s objemem spadlých srážek S dostaneme tyto hodnoty:

$$Q_s = S \quad \dots(6.22.)$$

$$Q_s \cdot 3600 = \frac{S \cdot 3600}{2} \cdot B \cdot P \cdot m^3 \quad \dots(6.23.)$$

$$130 \cdot 3600 = \frac{0.1179 \cdot 3600}{2} \cdot B \cdot 4180880 \cdot m^3 \quad \dots(6.24.)$$

$$468000 = 538079 \cdot m^3 \quad \dots(6.25.)$$

Výsledná rovnice nezapočítává ostatní složky vodní bilance (E , E_{tr} , Q_p)m p esto dává dobrou představu o objemu vody, který byl zapojen do odtokového cyklu. Rozdíl cca 70 000 m³ mezi srážkami a odtokem by p i vynechání odparu a transpirace p ipadal na podzemní odtok, což odpovídá 15 % odtoku korytem. Tato hodnota odpovídá podílu podzemního odtoku p i jarním tání a lze p edpokládat, že i p i uvažování výparu a transpirace v povodí by podíl podzemního odtoku nem l klesnout pod 10 %.

7. DISKUZE

Tato práce obsahuje dvě nosná témata jejichž hodnocení je pro přehlednost uváděno odděleně, ale jejich vlastnosti se propojují a vzájemně se ovlivňují. Témata odpovídají jednotlivým kapitolám, a proto lze nejprve samostatně hodnotit přírodní podmínky Labského dolu, především vzhledem k pleistocénnímu zalednění a odtokový režim Labe vztažený na plochu povodí nejvíce ovlivněnou ledovcovou modelací.

Klimatické podmínky ve sledované oblasti za poslední glaciální epochy nelze s těmi dnešními srovnávat, protože oblast patří k nejchladnějším z celé ČR. Přesto je mezoklima Labského dolu značně poznamenáno působením ledovce a mnohé znaky glaciálních a periglaciálních podmínek jsou dodnes patrné. Nejmarkantnější z nich je typický ledovcový trog ve tvaru písmene U a přilehlé karové deprese označované v české literatuře jako jámy. V těchto poměrně nedostupných a nehostinných skalních prostorách však nalezneme dnes nejdležitější relikty v podobě botanických endemitů. Mezi ně patří především druhy jež vyhledávají specifické podmínky krytých žlabů a štěrbin, kde mají vhodné podmínky pro přežívání drsných klimatických podmínek a zároveň jsou chráněny před přírodními disturbancemi i turistickým zájmem. Opakovaně strategii vyznávají druhy usazené na izolovaných svazích, které často postihují laviny a sesuvy. Na těchto plochách, označovaných jako zahrádky (Schustlerova zahrádka), se usazují semínka teplomilných rostlin z údolí Mumlavy, které sem přinesl silný SZ vítr. Vegetační podmínky jsou celkově v oblasti podmíněny nadmořskou výškou a orientací svahů, které jsou mnohde exponovány drsným klimatickým podmínkám, především silnému vtrhu a extrémním teplotám. Tyto nejvyšší polohy jsou více náchylné k erozi, a proto jsou nejvyšší polohy Vysokého kola a Violíku tvořeny především kamennými poli, na kterých jsou schopné se udržet pouze mechy a lišejníky. Přítomnost vegetace tak výrazně ovlivňuje tání snůhů i odtok spadlých srážek.

Z hydrologického hlediska je povodí Labského dolu tvořeno těmi specifickými oblastmi. Jsou jimi nejvyšší polohy Slezského hřebtu a hřebenu od Medvědího návrší, které tvoří rozvodnici území a jejich prostředí je typické nejnižšími teplotami a vysokým úhrnem srážek. Tyto hřebeny obklopují ploché oblasti nad 1300 m n. m., kde se nacházejí hydrologicky významné prvky. Vedle samotného pramenu Labe na Labské louce se zde nacházejí i rozsáhlá rašeliniště, jež jsou podstatnými zdroji vody během letního sucha i zimních minim, což potvrzují i nadprůměrné průtoky Panavy, která pramení v nejvyšším z těchto rašelinišť na Panavské louce. Náhorní plošiny jsou v zimě hlavními akumulacími snůhů, který je přinášen s větry od Mumlavy. Anemo-orografický systém údolí

Mumlavy a Labského dolu podmiňuje vznik lavinových p evísní na lemech trogu, které jsou výsledkem intenzivního p evívání sn hu po plochem terénu. Terénní m ení výšky a vodní hodnoty sn hu v t chto oblastech zároveň potvrdily nejvyšší mocnost sn hové pokrývky v povodí, která je však následn intenzivn redukována b hem oblev a jarního tání, kdy vysoká intenzita v tru spole n s insolací území a klesajícím porostem podmi ují rychlejší tání v porovnání s okolními oblastmi. T etí výjime nou oblastí v povodí jsou úpatní strmé svahy ukon ené korytem Labe, které tvo í jakousi páte povodí, do které jsou rovnom rn odvod ovány jednotlivé svahy Labského dolu. Pravostranné p ítoky Labe vykazují nižší odtokovou dobu než toky ze svah Vysokého kola, což je zap í in no velkým eleva ním skokem severních svah trogu, které jsou ze zna né ásti tvo eny skalními p evísními s vodopády. Levostranné p ítoky m že krom nižší sklonitosti brzdí i komunika ní sí cest a p šin, na kterou jsou vázány antropogenní protierozní úpravy koryta. Jistou eleva ní výjimku tvo í plochá akumulá ní terasa meandr Labe, která uzavírá blíže zkoumanou ást povodí. Práv zde se v glaciální historii utvo ilo hrazené glaciální jezero, jež je dnes zapln no aluviálními i fluviálními sedimenty, na kterých se objevují rašelinná jezírka. P estože tato práce pom rn p esn popisuje povrchové vody v povodí, bylo by zde vhodné provést orienta ní hloubkové vrty, díky jimž by se daly vysledovat vlastnosti podpovrchové vody a její reakce na odtokové situace.

P i hodnocení odtokového režimu je nutné se na dosažené výsledky zhodnotit i z pohledu možných chyb a odchylek od finální hodnoty. Jednotlivé p í iny vznikají na r zné úrovni po izování dat od terénního m ení, p es automatizované m idla, po o íst ní a následné zpracování dat. Podstatnou roli hraje také vlastní interpretace dat a v tomto p ípad i zvolená metoda výpo tu, která zobec uje podkladová data a aplikuje je plošn na území povodí. Kone ný výsledek je tak pot eba vnímat objektivn vzhledem k t mto okolnostem a interpretovat ho v etn daného vlivu díl ích faktor .

Data pot ebná pro tuto práci byla získána vlastním terénním m ením nebo byla p evzata od institucí spravujících danou oblast. Proces po izování dat je podrobn popsán v kapitole Metodika práce, p esto je nutné zmínit nedostatky tohoto m ení.

Nejp esn ji se jeví data zaznamenaná hladinoměrem, který m í vodní stav s citlivostí tisíciny metru, což je na takto rozkolísaném byst inném toku jako je Labe pom rn zbyte né. Pro pot eby ur ení pr tok tak byly vodní stavy p evedeny na cm. Podstatn jší odchylku od reálného stavu m že zp sobit vychýlení držáku hladinoměru, který je sice pevn ukotven v masivním žulovém balvanu p i b ehu koryta, ale mocná vrstva sn hu na konci zimy 2009 ho áste n odklonila od kolmé osy. P esto by tato zm na polohy nem la výrazn ovlivnit

sledovaná data, nebo případný rozdíl je v řádu mm a především byl hladinoměrem během dubnového výjezdu srovnán a zabezpečen, takže následný záznam oblevy nemohl být ovlivněn. Sporadická je i hodnota minimálních průtoků zaznamenaných v zimě a v létě, kdy průtok pod úrovní řídla hladinoměrem může tvořit podstatnou část celkového odtoku. Problém nastává i v zimě, kdy se v korytě mohou vyskytovat ledové jevy zkreslující zaznamenaný vodní stav.

Poměrně velké nepresnosti vznikají při měření průtoku hydrometrickou vrtulí a výsledná hodnota průtoku je ovlivněna několika faktory. Již samotná kalibrace vrtule, která se má provádět pravidelně každé dva roky, představuje možnou chybu, která je umocněna častým používáním fakultních hydrometrických vrtulí a jejich zacházením v terénu. Během sledovaného období byly použity 4 různé hydrometrické vrtule a to 3 KFGG P F UK a jedna OHV Jablonec n. N.. Používání jedné vrtule by v rámci série měření jistě zpevnilo dosažené hodnoty. Naopak naprosto přesně byla dodržována poloha jednotlivých profilů a před každým měřením byla provedena pouze drobná úprava dna koryta. Díky této stabilitě profilů vycházel i finální výsledek průtoku z porovnatelných hydraulických poloměrů.

Měření vlastností snhové pokrývky ve sledovaných profilech přináší poměrně objektivní hodnoty vodní hodnoty, jelikož je vyhodnocena z průměrných hodnot v okolí profilu. Tato metoda HMÚ, kdy se měří 10x výška snhové pokrývky a 3x její vodní hodnota, je fyzicky i časově poměrně náročná a přesnost naměřených hodnot je často ovlivněna aktuálními povětrnostními podmínkami. Přesto jsou takto získaná data nejhodnotnější pro celou práci a lze z nich nejlépe odvodit plošné rozložení snhu. V úvahu připadá i výpočetní metoda L. N. Mace (HMÚ, VÚV T.G.M., 2006), která odvozuje vodní hodnotu snhu na základě přírůstku vodních a snhových srážek a tlaku vodních par. Touto metodou lze dosáhnout hodnot, které pro oblast Krkonoš vycházejí nadhodnocené o 100 až 200 mm, ale pro potřeby prognózy HMÚ je dostatečná. Ve sledovaném povodí tato metoda není použitelná již vzhledem k velikosti povodí a velké členitosti území. Navíc jsou pro výpočet potřebné denní průměry tlaku vodní páry, které jsou automaticky měřeny pouze na Labské boudě, a proto lze považovat interpolační metodu Labská bouda za reprezentativní vzorek tohoto výpočtu. To potvrzuje i tab. 6.4., kde Labská bouda vykazuje vodní hodnotu přibližně o 150 mm nižší, než průměry interpolačních metod. Pro porovnání lze vzít výsledky Kostky a Holka, 2009, kteří při měření snhu v povodí Jaloveckého potoka došli ke gradientu SVH 58 mm/100 m pro rozmezí nadmořských výšek 800 až 1700 m n. m.. Tuto hodnotu je však nutné brát jako cestu budoucího výzkumu, nebo hodnota gradientu se odvíjí od specifických vlastností sledovaných povodí.

Samotné interpolace sn hové pokrývky odrážejí hypsografické pom ry v povodí a i pozice virtuálních profil byla zvolena pom rn vhodn , což potvrzuje i výsledek hydrologické bilance. Vzhledem k tomu, že tato rozmanitost terénu ur uje rozdílnou akumulaci sn hu v povodí, je pot eba dosažené interpolace vnímat jako generalizované v rámci celého povodí. Pr m r t chto generalizovaných metod ($3\,345\,686\text{ m}^3$) tak plošn i statisticky p edur uje neobjektivn jší možnou hodnotu, jež simuluje objem vody ve sledovaném povodí.

Progresivn se také jeví evaluace sn hové pokrývky na základ metody dálkového pr zkumu zem , kterou se aktuáln zaobírá katedra geoinformatiky P F UK. Z leteckých nebo sateltních snímk (družice Envisat) lze díky odrazivosti vlnového zá ení pom rn p esn ur it polohu sn hové pokrývky v krajin . Bohužel pro ú ely této práce je tato cesta nepraktická, jelikož prostorové rozlišení dostupných snímk 1200 m je natolik malé, že rozdíly v rozložení sn hu ve sledovaném povodí jsou tímto snímkem nepostihnutelné. Mnohem objektivn jší je neredukovaná verze snímku v rozlišení 300 m, ale manipulace s t mito snímk vyžaduje již odborný p ístup a kvalitní softwarové zázemí. Nutné je však zd raznit, že sou asná technologie nedokáže ur it vodní hodnotu zaznamenané sn hové pokrývky, a proto je využití této metody p i odtokových situacích omezené. Jistou p edstavu o metod DPZ poskytuje snímek obsažený v p ílohách této práce.

Výsledná bilan ní rovnice ur uje podíl jednotlivých složek na celkovém odtoku z povodí. Vzhledem k dominanci množství sn hu a povrchového odtoku lze ve výpo tu zanedbat výše uvedené potenciální chyby. Stejn tak lze pokládat hodnoty výparu, kondenzace a srážek p edevším jako orienta ní, jelikož vzhledem k celkovému množství zapojené vody v ob hu nedosahují tyto leny ani 5% podílu.

Úhrn spadlých srážek tvo í již mnohem podstatn jší ást v rovnici a jelikož je odvozen obdobným zp sobem jako množství sn hu, je výsledná hodnota objektivní v í objemu sn hu. Stanice na Labské boud je nosným lánkem v tšiny klimatických charakteristik a je zárove vhodná pro porovnání se srážkom rem P F UK. Již vzájemná korelace dat (0,94) ukazuje na t sný vztah obou srážkom r , což prokazuje vhodnost aplikace srážkových úhrn z Labské boudy na celé povodí. Tento fakt se ale projevil platným pouze pro delší srážkové situace, za kterých se p edpokládá menší plošná variabilita úhrn . To potvrzuje simulace odtoku za výrazné bou kové situace, kdy instalované srážkom ry nezachytily jádro bou e v povodí, a proto i výsledná bilan ní rovnice vykazovala zna né rozdíly jednotlivých složek. Pro hodnocení takto krátkých situací je pot eba hlubší pr zkum povodí zam ený na reten ní kapacitu díl ích ploch. S reten ní kapacitou souvisí i vliv rašeliniš a podzemní odtok z náhorních plošin, stejn jako retence podzemní vody v niv meandr Labe.

Hlavním přínosem bilanční rovnice je bezpochyby vypočtený podíl podzemního odtoku. Tento podstatný člen rovnice nelze postihnout dostupnými empirickými daty a vzhledem ke specifickým podmínkám v povodí by teoretické odvození podzemního odtoku bylo značně zavádějící. Dosažené hodnoty kolem 15 % celkového odtoku je nutno podložit empirickými hodnotami a bližší charakteristikou a tento podíl potvrdit i naopak vyvrátit.

Z hlediska hydrologického režimu je i z dosažených výsledků patrné, že hlavním zdrojem vody v povodí horního Labe je tající snhová pokrývka (viz obr. 6.1.). Odtok tajícího snhu je nejvyšší již soustředěn do období duben a květen, ale v závislosti na průběhu zimy se může vyskytnout již v březnu nebo prosbit i zpoátku června. Sníh sice může ve krytých prostorech vytrvat i do letních měsíců, ale po odtání na náhorních plošinách již podíl vody ze snhu klesá. Odtok ze snhové pokrývky se projevuje i několik týdnů po zmizení posledního snhu, kdy nasáklá půda a podloží postupně uvolňuje vodu v podobě podzemního a bazálního odtoku. Odezva na srážkové situace je vzhledem k velikosti povodí poměrně rychlá a v závislosti na nasycení povodí se kulminace přibližuje maximálním srážkám od původní dvouhodinové prodlevy. Při intenzivních srážkových úhrnech dochází také k nejvyšším vodním stavům, jelikož půda nestačí infiltrovat objem spadlých srážek nebo je retenční kapacita povodí nasycena předchozími srážkami.

Výše zmíněné závěry a předpoklady nejlépe potvrdí srážko-odtokový model, pro jehož aplikaci jsou ve sledovaném povodí velmi výhodné podmínky. Velikost povodí do 5 km², přítomnost klimatické stanice v povodí, hladinometr a srážkoměr a několik dalších srážkoměrů v nejbližším okolí povodí společně s pravidelným měněním snhu v západních Krkonoších poskytuje dostatek dat pro kalibraci modelu.

Jisté porovnání lze použít s pracemi SAV, konkrétně Ladislava Holka a Zdeňka Kostky, kteří podrobili výzkumu povodí Jaloveckého potoka v Západních Tatrách o ploše 22,2 km². Jejich výzkum je zaměřen na dobu setrvání srážek v povodí během hydrologického roku pomocí izotopu kyslíku ¹⁸O. Metodou stopování byl určen průchod vody povodím Jaloveckého potoka na 13 měsíců, což odpovídá délce hydrologického roku. Autoři ovšem poukazují na významný vliv velikosti povodí a vegetačních podmínek, jež mohou toto setrvání prodloužit i na dobu 1 až 5 let (MCGUIRE et al., 2005). Během jarního tání v letech 1992, 1993 a 1999 byl prokázán podíl „staré vody“ v povodí na odtoku, který se v závislosti na objemu průtoku pohyboval od 100 % při nižších průtocích, až po 40 % při průtoku do 4 m³/s (KOSTKA a HOLKO, 2006). Dosažený výsledek tak poukázal na významný vliv podzemní vody v horských povodích, jejíž hodnotu je potřeba ověřit dalším výzkumem. Zároveň byl odhadnut

úhrn srážek, po kterém se výrazn projevuje odtok z povodí a jehož hodnota iní 40 mm (KOSTKA a HOLKO, 2003).

8. ZÁVĚR

Podkládaná práce je zaměřena na hydrologické vlastnosti povodí Labe po soutoku s Bílým Labem, ale detailně je podrobena výzkumu menší část horního povodí. Práce obsahuje komplexní fyzicko-geografickou charakteristiku potébnou pro porozumění odtokových poměrů. Zároveň nabízí ucelený pohled na povodí z hlediska glaciálních a periglaciálních procesů. To, společně s dalšími pracemi zahrnutými v grantu GA ČR (205/06/0587): „Glaciální, periglaciální a paleoekologické doklady vývoje krajiny Krkonoš“, poskytuje dostatečné podklady pro širší a detailnější výzkum této oblasti.

Zhodnocení různých odtokových situací pomocí hydrologické bilanční rovnice je praktickou ukázkou odtokových poměrů, která vychází z měření prováděných autorem práce během sledovaného období prtoků pomocí fakultního hladinoměru. Takto pořízená data poskytují vzhledem k nedostupnosti a nehostinným podmínkám v oblasti značnou hodnotu a jejich využití přesahuje rámec této práce.

Dosažené výsledky splňují zadané cíle a názorně podkládají odtokové vztahy v povodí, především během jarního tání, které je z celoročního hlediska nejpodstatnější složkou odtoku. Na jarní oblev 2009 se projevila jako nejvhodnější pro demonstrování odtokového režimu, nebo teplotní a meteorologické podmínky umožnily oddělit nivální složku odtoku od ostatních zdrojů vodnosti. Při porovnání s odlišnými odtokovými situacemi se prokázala potřeba hustší síť srážkoměrů a podrobnějšího výzkumu podzemní vody, což by vedlo ke zpevnění celkové bilanční rovnice. Stávající síť srážkoměrů se ukázala jako nedostatečná během bouřkových situací, kdy jsou úhrny srážek na ploše povodí natolik variabilní, že naměřený odtok v závěrovém profilu podstatně neodpovídá naměřeným srážkám.

Přesto tato práce shromažďuje dostatek informací pro vytvoření srážko-odtokového modelu, který by přesněji simuloval odtok z povodí. Vedle poskytnutých charakteristik toku a povodí je možné poskytnout i datové vrstvy z prostředí GIS, které by byly následně aplikovány do jednotlivých modelů. Takto vytvořený model by jistě našel uplatnění i mimo výzkumnou činnost fakulty a mohl by se využít i v praxi například protipovodňové ochrany krkonošského podhůří.

9. POUŽITÉ ZDROJE

9.1. LITERATURA

BALATKA, B., KALVODA, J. (2006): Geomorfologické členění reliéfu česk. Kartografie Praha. Praha. 80 s., 3 mapové přílohy.

BEROLO, W. et al. (2008): ARCHYDRO, Watershed and stream network delineation. In: ArchYDRO: GIS for water resources. 39 s. [<http://www.gis.esri.com> – 24.5. 2009]

HMÚ (2003): Návod pro pozorovatele automatizovaných meteorologických stanic. Metodický přípis č. 139. HMÚ. Ostrava. 64 s.

HMÚ, VÚV T.G.M. (2006): Meteorologické a hydrologické vyhodnocení jarní povodně 2006 na území ČR. I. Etapa projektu. [<http://www.chmi.cz/hydro/pov06/index.html> - 23.7. 2009]

DENMEAD, O. T. et al. (1969): Transfer processes between vegetation and air: Measurement, interpolation and modelling. In: Prediction and measurement of photosynthetic activity. Proceedings of the PBP/PP technical meeting. Trebon. Czechoslovakia, Sept. 14-21. str. 149-164

ENGEL, Z. (2003): Vývoj pleistocenního zalednění české části Krkonoš. Diplomová práce. P F UK. KFGG. Praha. 130 s.

ENGEL, Z. a kol. (2006): Doklady vývoje Labského dolu v pozdním glaciálu a holocénu. In: ŠTURSA, J. & KNAPIK, R. (eds.). Geoekologické problémy Krkonoš. Sborník mezinárodní vědecké konference. říjen 2006. Svoboda nad Úpou. Opera Corcontica. 44/1. Str. 88-93.

ESRI. (2006): Using ArcGIS Desktop 9. User manual. ESRI. Redlands. 435 s.

HAN AROVÁ, E. (2006): Hydrologické poměry Královéhradeckého kraje. HMÚ [<http://www.chmi.cz/HK/OH/hpomery.htm> – 23.7. 2009]

HLADNÝ, J., MATĚJKA, J. (1999): Povodňová katastrofa 20. století na území české republiky. MŽP, Praha. 60 s.

HRÁDEK, F., KUŠÍK, P., (2002): Hydrologie. Lesnická fakulta. ZÚ. 280 s.

CHYTIL, J. (2001): Mokřady mezinárodního významu české republiky. Příloha k dokumentu: Úmluva o mokřadech majících mezinárodní význam především jako biotopy vodního ptactva /Ramsarská úmluva/. MŽP. [<http://www.mzp.cz> - 14.2. 2009]

JELÍNEK, J. (2008): Akumulace a tání sněhové pokrývky v povodí Rokytky v hydrologických letech 2008 a 2009. Diplomová práce. KFGG. P F UK. Praha. 85 s.

JENÍK, J. (1958): Geobotanická studie lavinového pole v Modrém dole v Krkonoších. Acta Univ. Carolinae – Biol., vol. 5, no. 1, Praha, Str. 49 –95.

- JONES, H. G. (1992): Plants and Microclimate, second edition. Cambridge university Press. 428 s.
- JUŘÍKOVSKÁ, L., ŠEDIVKOVÁ, M. (2008): Odhad plošných srážek pro povodí řeky Olše. Institut geoinformatiky VŠB-TU, Ostrava, 7 s.
- KOCIÁNOVÁ a kol. (1995): Krkonošská tundra. KRNAP. Jilemnice. 19 s.
- KOSTKA, Z., HOLKO, L. (2003): Analysis of rainfall-runoff events in a mountain catchment. Proc. Of the 9th ERB conference „Interdisciplinary approaches in small catchment hydrology. Monitoring and research“, Demänovská dolina, Slovakia, 25 – 28 September 2002, (Ed. Holko L., Miklášek P.), Technical Documents in Hydrology. No. 67. UNESCO. Paris. Str. 19–26.
- KOSTKA, Z., HOLKO, L. et al. (2006): Hydrologický výskum vo vysokohorskom povodí Jaloveckého potoka. In: Journal of Hydrology and Hydromechanics. ISSN 0042-790 X., vol. 54, no. 2. SCOPUS. Str.192-206.
- KOSTKA, Z., HOLKO, L. et al. (2009): Hydrological characteristics of snow cover in Western Tatra mountains in winters 1987-2008. In: Folia Geographica. Series geographica-physica. Vol. XXXIX. Str. 63-77.
- KREJČMER, V. et al. (2003): Lesy a povodně : souhrnná zpráva. Lesnické práce. Ročník 82. Číslo 8. Str. 410-412.
- KUŘÍŽEK, M., BALÁKOVÁ, H. (2007): Geneze akumulací forem reliéfu v Dole Bílého Labe. In: Hradecký J., Pánek T. (eds.): Geomorfologický sborník 6. Příloha OU, Ostrava, 30.
- KUUSISTO, E., LEMMELÄ, R. (1974): Evaporation from snow cover. Bulletin of hydrological science. XIX, 4. 12/ 74. str. 541-548 [<http://iahs.info/hsj/194/194020.pdf> - 27.7.2009]
- KULICH, J. (2007): Harrachova cesta, modrá turistická cesta. Průvodce trasy. KRNAP. Horní Maršov. 4 s.
- LANGHAMMER, J., (2009): Hydrologické extrémy. Prezentace. Příloha F UK, KFGG, Praha, 38 s. [<http://www.natur.cuni.cz/~langhamr>]
- MCGUIRE, K. J. a kol. (2005): The role of topography on catchment-scale water residence time. Water Resour. Research. Vol. 41. W05002.
- METELKA, L. a kol. et al. (2007): Podnebí In: FLOUSEK, J. a kol. Krkonoše, příroda, historie, život. Baset. Praha. Str. 147-154.
- NETOPIIL, R. et al. (1984): Fyzická geografie I. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 273 s.
- PELÍŠEK, J. (1974): Půda Krkonošského národního parku. Opera Corcontica 11: 7 – 35.

- PILOUS, V. et al. (2007): Geomorfologie. In: FLOUSEK, J. a kol. Krkonoše, příroda, historie, život. Baset. Praha. Str. 103-124.
- PLAMÍNEK, J. et al. (2007): Geologie. In: FLOUSEK, J. a kol. Krkonoše, příroda, historie, život. Baset. Praha. Str. 83-102.
- PODRÁZSKÝ, V. a kol. et al. (2007): Půda. In: FLOUSEK, J. a kol. Krkonoše, příroda, historie, život. Baset. Praha. Str. 135-146.
- POKORNÝ, R. (2000): Sap flux simulation and tree transpiration depending on tree position within stand of different densities. *Python* 40 (4). Str. 157-162.
- POLCAR, P. (2006): Doporučené postupy při práci s mnohými kvítkami v prostředí programu WinZIP. HMÚ. České Budějovice. 59 s.
- QUITT, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. *Studia Geographica* 16. Academia. Brno. 73 s.
- RŽÍKOVÁ, M. (2009): Vliv prostorového rozložení srážek v povodí horní Chomutovky na výsledky simulací v modelu HEC-HMS. Diplomová práce. KFGG. P F UK. Praha. 141 s.
- SEBA HYDROMETRIE. (1996): Operation manual for MGMDs/ MLMDs. Kaufbären. 38 s.
- SEKYRA, J. et al. (1995): Recent cryogenic processes. In: SOUKUPOVÁ, L., KOCIÁNOVÁ, M., JENÍK, L., SEKYRA, J. (eds.): Arctic-alpine tundra in the Krkonoše, the Sudetes. *Opera Corcontica* 32. Vrchlabí. Str. 31-37.
- SOMMER GmbH.& Co. KG. (2006): Produktinformation Schneekissen. Manuál k instalaci. [www.sommer.at]
- SPUSTA, V. a kol. (2006): Laviny v Krkonoších. KRNAP. Vrchlabí. 32 s.
- SPUSTA, V., VRBA, M. (1995): Lavinový katastr Krkonoš. *Opera Corcontica* 12. Praha. Str. 65-90.
- ŠTURSA, J. et al. (1973): Snhová pokrývka západních Krkonoš v abnormální zimě 1969/1970 a její ekologický význam. In: *Opera Corcontica*. Krkonošské práce: sborník z deských prací z Krkonošského národního parku. ro. 42. KRNAP. Praha. Str. 111-146.
- TESAŘ, M., ŠÍR, M., DVOŘÁK, I. J. et al. (2004): Vliv vegetačního porostu a jeho změny na vodní režim půdy v pramenných oblastech Krkonoš. In: ŠTURSA, J., MAZURSKI, K. R., PALUCKI, A., PATOCKA, J. (eds.). *Geologické problémy Krkonoš*. Sborník mezinárodní deské konference. Listopad 2003. Sklarska Poroba. *Opera Corcontica* 41. Str. 30-37.
- TOLASZ, R. a kol. (2007): Atlas podnebí Česka/ Climate Atlas of Czechia. HMÚ Praha v kooperaci s UP Olomouc. 255 s.
- TOMÁŠEK, M. (2003): Půda České republiky. Česká geologická služba. Praha. 68 s.

9.2. SEZNAM DATOVÝCH A MAPOVÝCH PODKLAD

CENIA – česká informační agentura životního prostředí: data z mapového serveru přístupná online [<http://geoportal.cenia.cz> – 11.2009- 6.2009]

česká geologická služba R, půdní mapa 1:10 000 [<http://nts5.cgu.cz> – leden 2009]

Digitální mapový model území R ZABAGED 1:10 000 pro povodí Labe, ÚZK, Praha

Geologická mapa R 1:50 000 [<http://www.geology.cz> – 7.1.2009]

GgÚ SAV. (1971): Mapa - Regiony povrchových vod v SR, 1:500 000, Brno. [www.herber.kvalitne.cz/FG_CR - 20.5. 2009]

HMÚ. (1970): Hydrologické poměry československé socialistické republiky. Díl III. HMÚ. Turnov. 305 s.

10. SEZNAM OBRÁZKŮ, TABULEK A PŘÍLOH

10.1. OBRÁZKY

obr. 2.1. Labský důl od Panávského vodopádu ke Špindlerovu mlýnu.....	7
obr. 3.1. Grafický výstup programu HYDROS, hydrometrování 30.5. 2009.....	9
obr. 3.2. Tvorba Thiessenových polygonů.....	11
obr. 3.3. Hydrometrování v profilu Labská bouda.....	12
obr. 3.4. Měření vodní hodnoty sněhu.....	12
obr. 4.1. Vymezení zájmové oblasti.....	13
obr. 4.2. Geologická stavba povodí pramenného Labe.....	14
obr. 4.3. Odhalený žulový skalní výchoz na hraně trogu.....	15
obr. 4.4. Geomorfologické členění Krkonoš.....	16
obr. 4.5. Sklonitostní podmínky Labského dolu.....	18
obr. 4.6. Panoramatický snímek jižních stěn Labského dolu.....	19
obr. 4.7. Plochy a vegetace Labského dolu.....	21
obr. 4.8. Vývoj průměrných ročních teplot vzduchu v období 1961–2005.....	22
obr. 4.9. Klimatické oblasti dle Quitta.....	23
obr. 4.10. Intenzita větru na stanici Labská bouda.....	24
obr. 4.11. Větrná růžice vycházející z měření na stanici Labská bouda.....	24
obr. 4.12. Teplotní rozdíly během dne na stanici Labská bouda a srážkoměrů P a F UK.....	25
obr. 4.13. a 4.14. Chod srážek a teplot na stanici Labská bouda a srážkoměrů P a F UK.....	26
obr. 4.15. Srážkoměr P a F UK, Fiedler STELA-1.....	27
obr. 4.16. Lavinové svahy Labského dolu.....	29
obr. 4.17. Přehledy nad Panávským vodopádem.....	30
obr. 4.18. Lavinové dráhy severních svahů (1).....	31
obr. 4.19. Lavinové dráhy severních svahů (2).....	31
obr. 4.20. Jižní svah Vysokého kola se znatelnou horní hranicí lesa.....	32
obr. 4.21. Znaky tundry v Labském dole.....	33
obr. 4.22. Krajinový pokryv CORINE LANDCOVER 2000.....	35
obr. 5.1. Meandry Labe.....	36
obr. 5.2. Hypsografie povodí Labského dolu.....	37
obr. 5.3. Hypsografická křivka Labského dolu.....	38
obr. 5.4. Hypsografická křivka horního povodí.....	39
obr. 5.5. Kruhový graf vývoje povodí.....	40

obr. 5.6. Pravoúhlý graf vývoje povodí.....	40
obr. 5.7. Podélný profil toku.....	42
obr. 5.8. Koryto Labe pohledem od Panávského vodopádu.....	23
obr. 6.1. Chod srážek, teplot a pr tok na fakultním srážkom ru a hladinom ru.....	45
obr. 6.2. Model zkoumaného povodí.....	45
obr. 6.3. Profil SONDA.....	46
obr. 6.4. Hladinom r US 1200 (3000)	46
obr. 6.5. Profil 2 MEANDRY.....	47
obr. 6.6. Podíl díl ích ploch profil	48
obr. 6.7. Podíl díl ích pr tok v profilu sondy.....	48
obr. 6.8. Specifický odtok z povodí a plochy povodí.....	49
obr. 6.9. Konstrukce m rné k ivky v prost edí WinZPV.....	50
obr. 6.10. Inunda ní hranice v profilu hladinom ru.....	51
obr. 6.11. Pr tok za stavu 59 cm.....	52
obr. 6.12. Porovnání k ivky sestrojené v sw WinZPV a MS Excel.....	52
obr. 6.13. Situa ní mapa sn hom rných profil a srážkom r	53
obr. 6.14. Po átek jarního odtoku.....	55
obr. 6.15. Konec jarního odtoku.....	56
obr. 6.16. Porovnání sou tové k ivky pr tok , srážek a vodní hodnoty sn hu.....	57
obr. 6.17. Vývoj vodní hodnoty sn hu na prognózních profilech HMÚ v zim 08/09	58
obr. 6.18. Pr b h zimy na profilu Panávská louka.....	59
obr. 6.19. Sn hom rný profil Panávská louka.....	59
obr. 6.20. Interpola ní výstupy vodní hodnoty sn hu.....	60
obr. 6.21. Záznam vodní hodnoty sn hu a teploty vzduchu na polštá i Sommer.....	63
obr. 6.22. Korela ní koeficienty mezi výparem a klimatickými veli inami.....	64
obr. 6.23. Evaporace nad povrchem s typickou vegetací.....	65
obr. 6.24. Výdej vody mladého smrkového porostu v pr b hu dvou vybraných dní stanovený metodou tepelných puls (SF 300) a ví ivé kovariance (Edisol)	66
obr. 6.25. Pr b h bou ek na konci ervna 2009.....	69
obr. 6.26. Srážkové úhrny a odtok za bou ky 27.6. 2009.....	70
obr. 6.27. Interpola ní výstupy srážkových úhrn	72
obr. 6.28. Kulmina ní pr tok v oblasti meandr Labe.....	73
obr. 6.29. Pr b h srážkové epizody.....	74

10.2. TABULKY

tab. 4.1. Vybrané klimatologické charakteristiky ze stanice Labská bouda, normály 1979-99.....	23
tab. 4.2. Sníh na Labské boudě	58
tab. 5.1. Koeficienty hydrografických charakteristik.....	38
tab. 5.2. Výškové a sklonitostní vlastnosti toku.....	42
tab. 6.1., 6.2., 6.3. Hydrologické vlastnosti Labe odvozené z dlouhodobého pozorování ve Špindlerově mlýně	44
tab. 6.1. Korelační analýza jednotlivých hydrometrovaných profilů	47
tab. 6.2. Hodnoty průtoků (m^3/s) změřených hydrometrickou vrtulí.....	48
tab. 6.3. Stav počasí na klimatické stanici Labská bouda, duben a květen 2009.....	58
tab. 6.4. Statistický souhrn interpolací.....	61
tab. 6.5. Statistický souhrn interpolací.....	72

10.3. PŘÍLOHY

Příloha 1: snímek sníhového polštáře Sommer USH –8, Souš 2008.....	88
Příloha 2: Princip měření snímání sníhového polštáře Sommer.....	88
Příloha 3: Mapa izolinií specifického odtoku.....	89
Příloha 4: Snímek MERIS pořízený 2. dubna 2009 (9:36).....	89

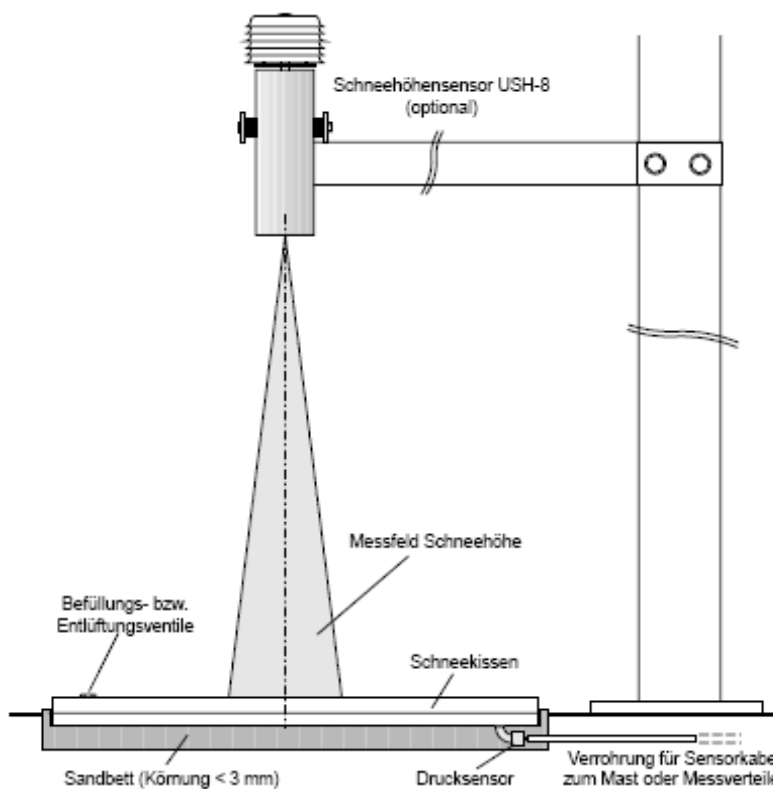
10. P ÍLOHY

P íloha 1: sn hom rný polštá Sommer USH –8, Souš 2008



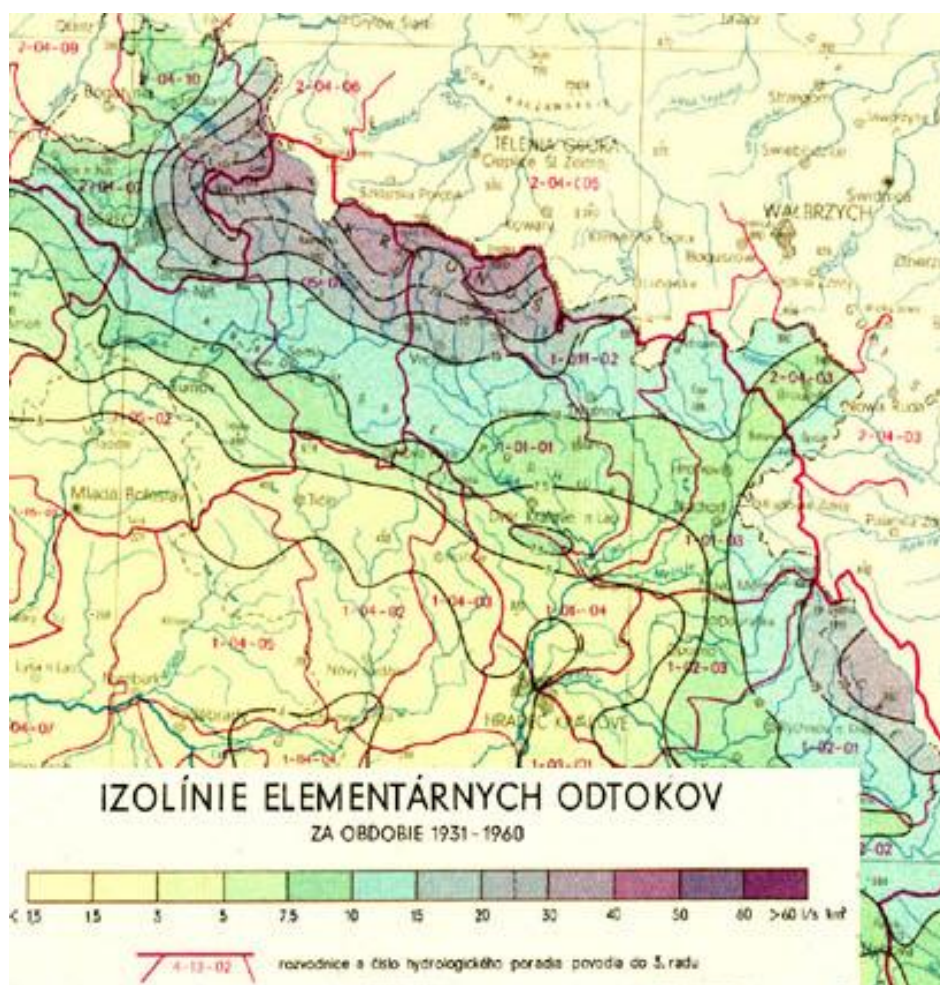
Zdroj: OHV Jablonec nad Nisou

P íloha 2: Princip m ení sn hom rného polštá e Sommer



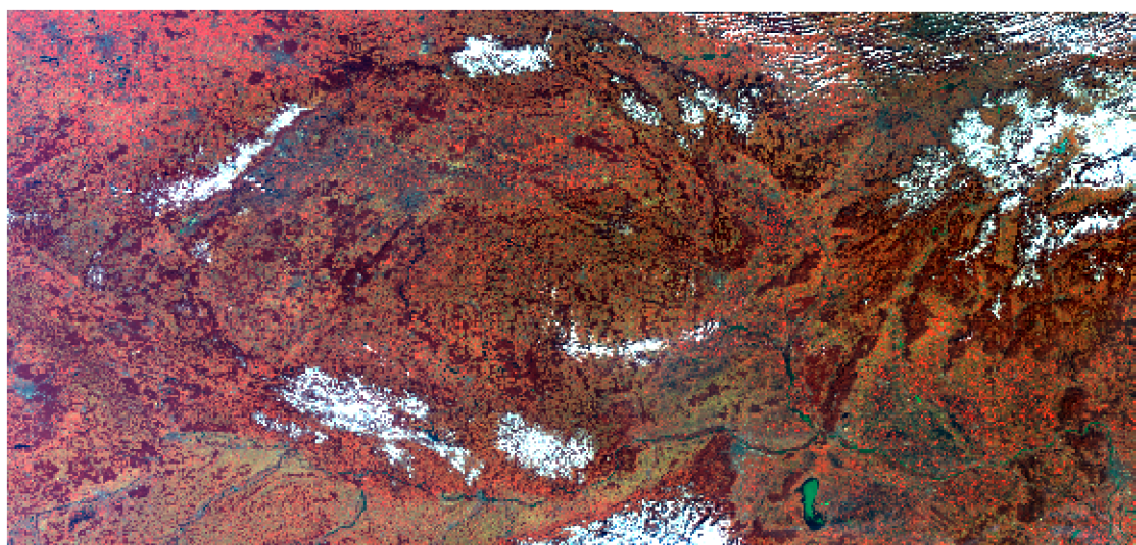
Zdroj: Sommer M-S, 2006

Příloha 3: Mapa izoliní specifického odtoku



Zdroj: GgÚ, 1971

Příloha 4: Snímek MERIS po ízení 2. dubna 2009 (9:36)



Zdroj: KG P F UK, 2009